



HAL
open science

Transition extra-tropicale d'ouragans en Atlantique Nord et impact sur la prévisibilité d'événements extrêmes en Méditerranée

Florian Pantillon

► **To cite this version:**

Florian Pantillon. Transition extra-tropicale d'ouragans en Atlantique Nord et impact sur la prévisibilité d'événements extrêmes en Méditerranée. Physique Atmosphérique et Océanique [physics.ao-ph]. Université Paul Sabatier - Toulouse III, 2012. Français. NNT : . tel-00755220

HAL Id: tel-00755220

<https://theses.hal.science/tel-00755220>

Submitted on 20 Nov 2012

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 III - Paul Sabatier
Discipline ou spécialité : *Physique de l'atmosphère*

Présentée et soutenue par *Florian Pantillon*
Le lundi 24 septembre 2012

Titre :

*Transition extra-tropicale d'ouragans en Atlantique Nord
et impact sur la prévisibilité d'événements extrêmes en Méditerranée*

JURY

Frank Roux, président
Olivia Romppainen-Martius, rapporteuse
Hervé Le Treut, rapporteur
Chantal Claud, examinatrice
Cyrille Flamant, examinateur
Gwendal Rivière, examinateur
Christine Lac, directrice de thèse
Jean-Pierre Chaboureau, directeur de thèse

Ecole doctorale : *Sciences de l'Univers, de l'Environnement et de l'Espace (SDU2E)*

Unité de recherche : *Laboratoire d'Aérodynamique UMR 5560*

Directeur(s) de Thèse : *Jean-Pierre Chaboureau, Christine Lac et Patrick Mascart*

Remerciements

Cette thèse n'aurait pu être réalisée sans...

la confiance de mes directeurs de thèse Jean-Pierre Chaboureau, Christine Lac et Patrick Mascart pour me guider tout au long de mon travail de recherche

la pédagogie de Juan Escobar pour m'introduire au monde massivement parallèle et sa persévérance dans la réalisation de simulations sur très grandes grilles

la disponibilité des chercheurs du Laboratoire d'Aérodynamique et du CNRM pour répondre à mes nombreuses questions scientifiques et techniques

l'accueil de Sarah Jones et de son équipe lors d'un séjour à Karlsruhe et les discussions qui m'ont permis de progresser dans la compréhension de mon sujet

l'investissement des membres du jury Olivia Martius, Hervé Le Treut, Chantal Claud, Cyrille Flamant, Gwendal Rivière et Frank Roux à se plonger dans ce manuscrit

les contacts avec les doctorants de l'Observatoire Midi-Pyrénées et de Météo-France dont la sympathie et l'humour ont rendu ces trois années plus humaines

Merci à elles et à eux !

Table des matières

Introduction	1
1 Transition extra-tropicale d'un cyclone tropical	5
1.1 Généralités	5
1.2 Processus	6
1.2.1 Évolution de la structure du cyclone	6
1.2.2 Interaction avec un thalweg d'altitude	10
1.2.3 Rôle du cyclone dans sa propre réintensification	12
1.3 Impact sur la circulation des latitudes moyennes	14
1.3.1 Développement en aval	14
1.3.2 Importance des processus dynamiques et diabatiques	17
1.3.3 Perte de prévisibilité	20
1.4 Objectifs de la thèse	23
2 Cas d'étude et outils de travail	25
2.1 Événements de septembre 2006 en Atlantique Nord et en Europe . . .	25
2.1.1 Impact de trois ouragans successifs sur l'Europe	25
2.1.2 Précipitations intenses en Méditerranée en aval de Florence . .	28
2.1.3 Développement d'un méditerranéan en aval d'Hélène	29
2.2 Outils de simulation numérique et d'analyse	30
2.2.1 Modèle Méso-NH	30
2.2.2 Méthodes d'attribution	32
2.2.3 Observations satellite	34
2.2.4 Prévisions d'ensemble	36
3 Transition extra-tropicale d'Hélène	39
3.1 Présentation de l'article	39
3.2 <i>On the role of a Rossby wave train</i>	40
4 Transition extra-tropicale de Florence	59
4.1 Motivation	59
4.2 Description de la transition extra-tropicale	59
4.3 Évolution de Florence dans les simulations	60
4.4 Interaction avec la circulation des latitudes moyennes	66
4.5 Discussion	70

5	Prévisibilité d'un méditerranagan en aval d'Hélène	75
5.1	Présentation de l'article	75
5.2	<i>Predictability of a Mediterranean tropical-like storm</i>	76
	Conclusions et perspectives	95
A	<i>Seamless MESO-NH modeling over very large grids</i>	99

Introduction

Les cyclones tropicaux font l'objet d'un intérêt de longue date en raison de leur potentiel destructeur et meurtrier. Des alertes sont par exemple émises depuis la fin du XIX^e siècle pour les ouragans de l'Atlantique Nord. La responsabilité de la prévision de ces ouragans incombe actuellement au NHC (National Hurricane Center) à Miami. Malgré l'éloignement du Canada des tropiques, le CCPO (Centre Canadien de Prévision des Ouragans) s'est ouvert en 1986, suite au passage de l'ouragan Gloria en 1985 sur la Nouvelle-Écosse et sur l'île de Terre-Neuve. Les conséquences de cet ouragan au Canada avaient été sur-estimées en raison de la seule disponibilité des bulletins du NHC, qui relataient des destructions majeures aux États-Unis. Ceux-ci avaient fait redouter d'importants dégâts, qui ont finalement été mineurs au Canada.

La création du CCPO reflète l'intérêt croissant pour la transition extra-tropicale des cyclones tropicaux, c'est-à-dire leur transformation en cyclones extra-tropicaux lors de leur migration vers les latitudes moyennes. Des cyclones en transition extra-tropicale sont responsables de vents violents et d'inondations catastrophiques par des précipitations parfois plus importantes que pendant leur phase tropicale. La transition extra-tropicale et l'intérêt qu'elle suscite ne se limitent pas au seul Atlantique Nord mais existent dans d'autres bassins océaniques. Dans le Pacifique Nord-Ouest en particulier, les services météorologiques japonais sont préoccupés par l'approche des typhons autant en transition extra-tropicale qu'en phase tropicale. La transition extra-tropicale reste cependant moins bien comprise que les phases tropicale et extra-tropicale. Les caractéristiques hybrides des deux phases compliquent sa compréhension et sa prévision.

En 1999, un effort international de recherche sur la transition extra-tropicale s'est traduit par la tenue d'un premier atelier de l'OMM (Organisation Météorologique Mondiale) sur le sujet. Celui-ci a permis de coordonner la recherche dans différents bassins océaniques et a débouché sur la publication d'un article de revue sur la compréhension des phénomènes impliqués et des défis à la prévision (*Jones et al.*, 2003). En 2008, l'étude de l'évolution de la structure d'un cyclone en transition extra-tropicale a bénéficié de la campagne de mesures T-PARC (Thorpex Pacific Asian Regional Campaign) sur le Pacifique Nord-Ouest. Pour la première fois, le cycle de vie complet d'un cyclone tropical a été observé de manière intensive depuis sa genèse jusqu'à sa dissipation aux latitudes moyennes. Les avancées récentes de la recherche sur la transition extra-tropicale feront l'objet d'un nouvel article de revue, suite à la tenue du quatrième atelier IWET (International Workshop on Extratropical Transition) de l'OMM au printemps 2012.

L'intérêt initial pour la transition extra-tropicale provient de son impact direct dû aux vents forts et aux précipitations intenses dans les régions traversées par le cyclone. Cet intérêt s'est étendu à son impact indirect lié à l'interaction du cyclone avec la circulation atmosphérique des latitudes moyennes. Un cyclone en transition extra-tropicale peut en effet renforcer un train d'ondes de Rossby et contribuer à son déferlement en aval. Ce déferlement est un précurseur connu d'événements extrêmes, tels que les vents forts liés à une tempête ou les précipitations intenses liées à des orages. En outre, la transition extra-tropicale est souvent à l'origine d'une incertitude dans la prévision en aval. Elle a donc un impact potentiel non seulement sur le déclenchement d'événements extrêmes en aval, mais aussi sur leur prévisibilité.

Une meilleure compréhension de la prévisibilité des événements extrêmes est un des principaux objectifs de deux programmes de recherche d'envergure actuels. Le programme Thorpex (The Observing System Research and Predictability Experiment) de l'OMM œuvre au progrès de la prévision d'événements extrêmes à moyen terme tandis que le programme HyMeX (Hydrological cycle in the Mediterranean eXperiment) cherche à améliorer la prévision d'épisodes de précipitations intenses en Méditerranée. Aux latitudes moyennes, les événements extrêmes sont fréquemment provoqués par le déferlement d'ondes de Rossby. En Méditerranée en particulier, ils se déclenchent régulièrement en automne en raison d'une température de la mer encore élevée. La transition extra-tropicale d'ouragans en Atlantique Nord est donc un précurseur privilégié d'événements extrêmes en Méditerranée puisqu'elle se produit aussi en automne.

Les études précédentes sur la transition extra-tropicale sont basées pour la plupart sur des cas particuliers, partagés principalement entre le Pacifique Nord-Ouest et l'Atlantique Nord. L'universalité de leurs résultats est donc sujette à caution. Par ailleurs, les études précédentes ont en général utilisé des modèles globaux ou régionaux, bien adaptés à l'interprétation synoptique de la circulation des latitudes moyennes mais à la résolution trop lâche pour décrire la dynamique interne des ouragans. Finalement, si quelques études ont illustré le lien entre une transition extra-tropicale et un événement extrême en aval, aucune n'a montré le lien entre la prévision des deux phénomènes. Des études supplémentaires sont donc nécessaires afin d'améliorer la compréhension des processus de la transition extra-tropicale et de son impact en aval.

Cette thèse caractérise l'impact indirect de transitions extra-tropicales en Atlantique Nord. Elle se focalise sur les ouragans Florence et Hélène en septembre 2006 en raison de leurs conséquences en aval. Chacun des deux ouragans a renforcé un train d'ondes de Rossby qui a déclenché un événement extrême en Méditerranée. Des précipitations intenses autour de l'Adriatique ont d'abord été provoquées par une goutte froide issue du déferlement d'un thalweg en aval de Florence. Dix jours plus tard, un rare méditerranéen (ouragan méditerranéen) s'est intensifié en Italie lors de son passage sous un courant-jet d'altitude, créé par l'étirement d'un thalweg en aval d'Hélène. Ces deux événements extrêmes ont été manqués par les modèles opérationnels à moyen terme en raison de l'incertitude dans leur description de la dynamique de grande échelle.

L'incertitude dans la prévision de la transition extra-tropicale est explorée afin de

comprendre son rôle dans la faible prévisibilité en aval de Florence et d'Hélène. Une première source d'incertitude se trouve dans les processus diabatiques, qui jouent un rôle important dans la transition extra-tropicale et son renforcement d'un train d'ondes de Rossby. Ces processus sont représentés dans les modèles globaux par des paramétrisations d'échelle sous-maille de la convection profonde et de la microphysique nuageuse. L'incertitude liée à la représentation de la convection profonde est étudiée ici avec le modèle de méso-échelle non-hydrostatique Méso-NH. La parallélisation massive de Méso-NH permet de simuler de manière novatrice une transition extra-tropicale à moyen terme avec une description explicite de la convection sur un domaine étendu.

Une autre source d'incertitude se trouve dans la représentation des conditions initiales. Elle est étudiée ici avec la prévision d'ensemble du CEPMMT (Centre Européen pour la Prévision Météorologique à Moyen Terme). Un ouragan souffre d'une mauvaise représentation dans une prévision en raison du manque d'observations assimilées au-dessus de l'océan. Les mesures de surface y sont rares et les observations satellite ne fournissent en général des données qu'en ciel clair. La prévision d'une transition extra-tropicale est donc sujette à des erreurs dans ses conditions initiales. L'impact de perturbations initiales du CEPMMT est analysé à la fois sur la prévision d'Hélène et sur celle du méditerranéen en aval. Pour la première fois, la prévisibilité d'un événement extrême de méso-échelle est caractérisée en aval d'une transition extra-tropicale.

Le manuscrit est organisé de la manière suivante. Le chapitre 1 décrit les phénomènes en jeu lors d'une transition extra-tropicale et leurs conséquences sur le cyclone et sur la circulation des latitudes moyennes. Le chapitre 2 présente les ouragans Florence et Hélène en parallèle avec leur impact en aval, ainsi que les outils de simulation numérique et d'analyse appliqués à ces deux ouragans. Le chapitre 3 analyse le rôle d'un train d'ondes de Rossby lors de la transition extra-tropicale d'Hélène. A partir de cette analyse, le chapitre 4 montre les points communs et les différences avec la transition extra-tropicale de Florence. Le chapitre 5 établit clairement le lien entre la transition extra-tropicale d'Hélène et le développement du méditerranéen en aval. Le manuscrit se termine par les conclusions et perspectives de cette thèse.

Chapitre 1

Transition extra-tropicale d'un cyclone tropical

1.1 Généralités

Les cyclones tropicaux se distinguent des cyclones extra-tropicaux par leur structure et leur mécanisme d'intensification. Les premiers montrent une couverture nuageuse symétrique et possèdent un cœur chaud, grâce au dégagement de chaleur latente maintenu par des flux de surface importants sur l'océan tropical. Les seconds possèdent une structure frontale et tirent leur énergie de leur environnement barocline des latitudes moyennes.

La transition extra-tropicale est la transformation d'un cyclone tropical en un cyclone extra-tropical. Elle intervient lorsqu'un cyclone tropical quitte son environnement favorable, avec notamment une température élevée de l'océan et un cisaillement vertical faible, pour affronter un environnement qui lui est hostile. Sa dynamique se transforme en conséquence, et le cyclone peut soit se dissiper soit se réintensifier en tant que cyclone extra-tropical.

Dans un cadre opérationnel, la transition extra-tropicale est définie en suivant l'évolution de la structure du cyclone à l'aide d'observations satellite et de prévisions numériques. La perte de symétrie de la couverture nuageuse et le développement d'une structure frontale marquent le début de la transition extra-tropicale. Diverses métriques ont été proposées pour définir le début de la transition extra-tropicale d'un cyclone tropical et pour anticiper sa réintensification possible en tant que cyclone extra-tropical (*Kofron et al.*, 2010a,b). Toutefois, une définition univoque de la transition extra-tropicale fait encore défaut.

La transition extra-tropicale existe dans tous les bassins océaniques traversés par des cyclones tropicaux. Le Pacifique Nord-Ouest connaît la plus haute fréquence de transitions extra-tropicales, avec en moyenne 6 cas par année soit 27% des cyclones tropicaux du bassin, appelés typhons (*Klein et al.*, 2000). Un tiers des cyclones tropicaux du Pacifique Sud-Ouest subit également une transition extra-tropicale, soit en moyenne 3 cas par année (*Sinclair*, 2002). L'Atlantique Nord connaît quant à lui la plus forte proportion de cyclones tropicaux, appelés ouragans, subissant une transi-

tion extra-tropicale, avec 46% des cyclones soit 4 à 5 cas par année (*Hart and Evans, 2001*). La fréquence de transitions extra-tropicales sur le Pacifique Nord-Est et sur le sud de l'océan Indien reste encore à documenter.

En Atlantique Nord, le réchauffement de l'océan et l'extension vers le sud de la zone barocline modulent la zone propice à la transition extra-tropicale. Elle oscille entre 30-35°N en début et fin de saison, et 40-50°N au pic d'activité cyclonique de la saison. La convergence des deux facteurs favorise la transition extra-tropicale, dont la proportion augmente en fin de saison pour atteindre 50% en octobre (*Hart and Evans, 2001*). Les cyclones résultants peuvent toucher directement les côtes de l'Amérique du Nord (1 à 2 cas par année) ou de l'Europe (un cas tous les 1 à 2 ans).

La prévision d'une transition extra-tropicale reste un défi pour les modèles de prévision du temps. La prévision de l'intensité et de la trajectoire du cyclone sont sujets à une incertitude qui prend son origine dans l'interaction complexe entre le cyclone tropical et la circulation atmosphérique des latitudes moyennes. Cette incertitude touche également la prévision en aval du cyclone et réduit en particulier la prévisibilité d'événements extrêmes. Les processus de la transition extra-tropicale et leur impact sur la circulation des latitudes moyennes sont passés en revue ici.

1.2 Processus

1.2.1 Évolution de la structure du cyclone

Le cycle de vie d'un cyclone peut être décrit de manière synthétique par un diagramme de phase basé sur la distinction entre l'anomalie chaude ou froide de son cœur et sur l'asymétrie de son environnement (*Hart, 2003*). Un tel diagramme montre l'évolution classique d'un cyclone tropical symétrique à cœur chaud profond ou celle d'un cyclone extra-tropical asymétrique à cœur froid. Il révèle également des scénarios alternatifs de cyclones hybrides qui se distinguent des classiques cyclones tropicaux et extra-tropicaux¹. Une transition extra-tropicale type est illustrée par le diagramme de phase de l'ouragan Floyd (1999) (Figure 1.1). L'ouragan a perdu son cœur chaud en hautes puis en basses couches tout en augmentant son asymétrie, pour acquérir les caractéristiques d'un cyclone des latitudes moyennes. Un diagramme de phase révèle également une transition tropicale. À l'inverse d'une transition extra-tropicale, un cyclone des latitudes moyennes peut acquérir une structure tropicale, symétrique et à cœur chaud, si sa convection s'organise suffisamment. La transition tropicale est importante pour la formation de cyclones tropicaux (*Davis and Bosart, 2004*). Elle peut également se produire en Méditerranée quand la température élevée de la mer génère des flux de surface importants (*Chaboureau et al., 2012*).

Un modèle conceptuel de la transition extra-tropicale a été construit à partir d'une climatologie du Pacifique Nord-Ouest (*Klein et al., 2000*). Ce modèle distingue une première phase de transformation, au cours de laquelle le cyclone troque ses carac-

¹Des diagrammes de phase de cyclones présents et passés sont disponibles à l'adresse <http://moe.met.fsu.edu/cyclonephase/>

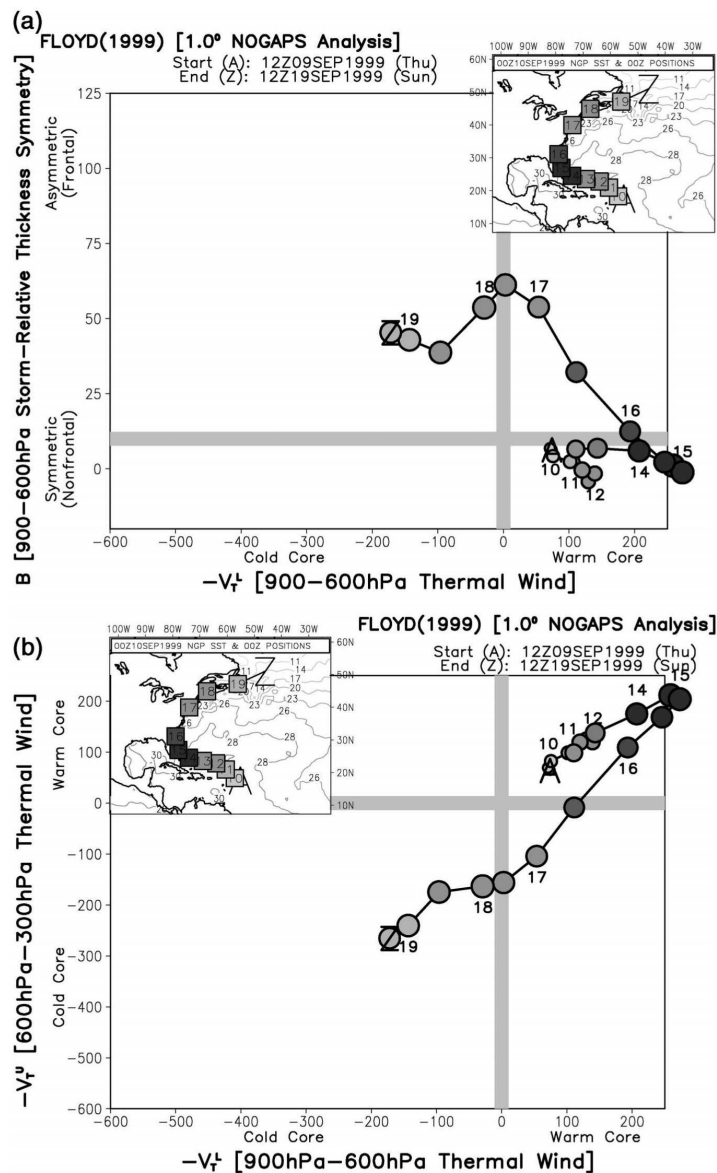


FIG. 1.1: Diagramme de phase présentant le cycle de vie de l'ouragan Floyd (1999), tiré de Hart (2003). La symétrie du cyclone est définie par la différence d'épaisseur thermique entre les deux côtés de sa trajectoire (ordonnée, a), alors que le cœur chaud ou froid du cyclone est distingué par une diminution ou une augmentation du vent thermique avec l'altitude en haute (ordonnée, b) et en basse troposphère (abscisse, a et b). Dans le cas type de Floyd, le cyclone tropical à symétrie thermique (a, cadran du bas à droite) et à cœur chaud profond (b, cadran du haut à droite) s'est transformé en un cyclone frontal (a, cadran du haut à gauche) et à cœur froid (b, cadran du bas à gauche), après une phase hybride en tant que cyclone frontal (a, cadran du haut à droite) et à cœur chaud modéré (b, cadran du bas à droite) pendant sa transition extra-tropicale. L'évolution de l'ouragan a été établie à partir de 18 analyses toutes les 12 h, avec le grisé des points indiquant la pression de surface et leur taille l'extension des vents de force coup de vent (supérieurs à 17 m s^{-1}) à 925 hPa.

téristiques tropicales pour des caractéristiques extra-tropicales, d'une possible phase de réintensification qui, si elle a lieu, voit le cyclone se réintensifier en tant que cyclone extra-tropical. La phase de transformation est elle-même décomposée en trois étapes, reconnaissables dans des analyses et des observations satellites (Figure 1.2). Une asymétrie progressive du cyclone est provoquée par l'interaction de sa circulation avec la zone barocline pré-existante. L'advection d'air froid et sec depuis le nord (numérotée 1) inhibe la convection profonde (numérotée 2), d'abord à l'ouest à l'étape 1, puis au sud du cyclone aux étapes 2 et 3. A l'opposé, l'advection d'air tropical chaud et humide (numérotée 3) maintient la convection profonde à l'est du cyclone aux étapes 1 et 2. Elle force ensuite des ascendances de grande échelle sur des surfaces isentropes inclinées, ou convection oblique (numérotées 4), associées à la zone barocline à l'entrée d'un courant-jet aux étapes 2 et 3. Le cyclone perd ainsi ses caractéristiques tropicales pour se transformer en structure frontale.

Les caractéristiques des transitions extra-tropicales sur le Pacifique Nord-Ouest du modèle de *Klein et al.* (2000) se retrouvent dans d'autres bassins océaniques. Un autre modèle conceptuel basé sur une climatologie du Pacifique Sud-Ouest présente des caractéristiques similaires (*Sinclair*, 2002). Le développement d'un front chaud sur le flanc est du cyclone, couplé à l'entrée d'un courant-jet, y force également des ascendances de grande échelle. En Atlantique Nord, la transition extra-tropicale de l'ouragan Floyd (1999) (*Atallah and Bosart*, 2003) a aussi montré une bonne correspondance avec le modèle conceptuel de la phase de transformation de *Klein et al.* (2000). De fortes précipitations frontales sur la gauche de la trajectoire de l'ouragan, forcées par un thalweg en amont, ont engendré des inondations lors de l'accostage de l'ouragan en Amérique du Nord. Ces précipitations, mal prévues, ont gonflé une dorsale et renforcé un courant-jet en aval, qui à son tour a favorisé les précipitations.

Toutes les transitions extra-tropicales ne correspondent pourtant pas au modèle conceptuel de *Klein et al.* (2000). C'est le cas par exemple des ouragans Félix et Iris en 1995 en Atlantique Nord, qui ont été comparés par *Thorncroft and Jones* (2000). Iris a conservé son cœur chaud grâce à des flux de surface importants et elle s'est fortement inclinée dans un environnement de fort cisaillement vertical. Au contraire, Félix a perdu son cœur chaud sur un océan plus froid et il est resté droit dans un environnement de faible cisaillement vertical. Finalement, les deux ouragans ont interagi avec un thalweg d'altitude. Celui-ci a déferlé de manière cyclonique dans le cas d'Iris alors qu'il a déferlé de manière plutôt anticyclonique dans le cas de Félix. Ces différences ont amené Iris à se réintensifier et Félix à se dissiper en phase extra-tropicale.

Un modèle conceptuel de ces différences a été proposée par *McTaggart-Cowan et al.* (2003), qui ont comparé les ouragans Danielle et Earl (1998). Ces ouragans se sont succédés dans leur transition extra-tropicale en Atlantique Nord, avec une réintensification simultanée. Une distinction importante a été établie entre le mode barocline d'Earl, caractérisé par des fronts marqués à l'est et l'ouest du cyclone, et le mode tropical de Danielle, caractérisé par l'advection d'air chaud et humide jusqu'au nord du cyclone. La distinction entre les deux modes a été attribuée à la position en sortie gauche d'un courant-jet en mode tropical et en entrée droite d'un courant-jet en mode barocline (Figure 1.3). Le modèle conceptuel

Conceptual Model of Transformation Stage of ET in the Western North Pacific

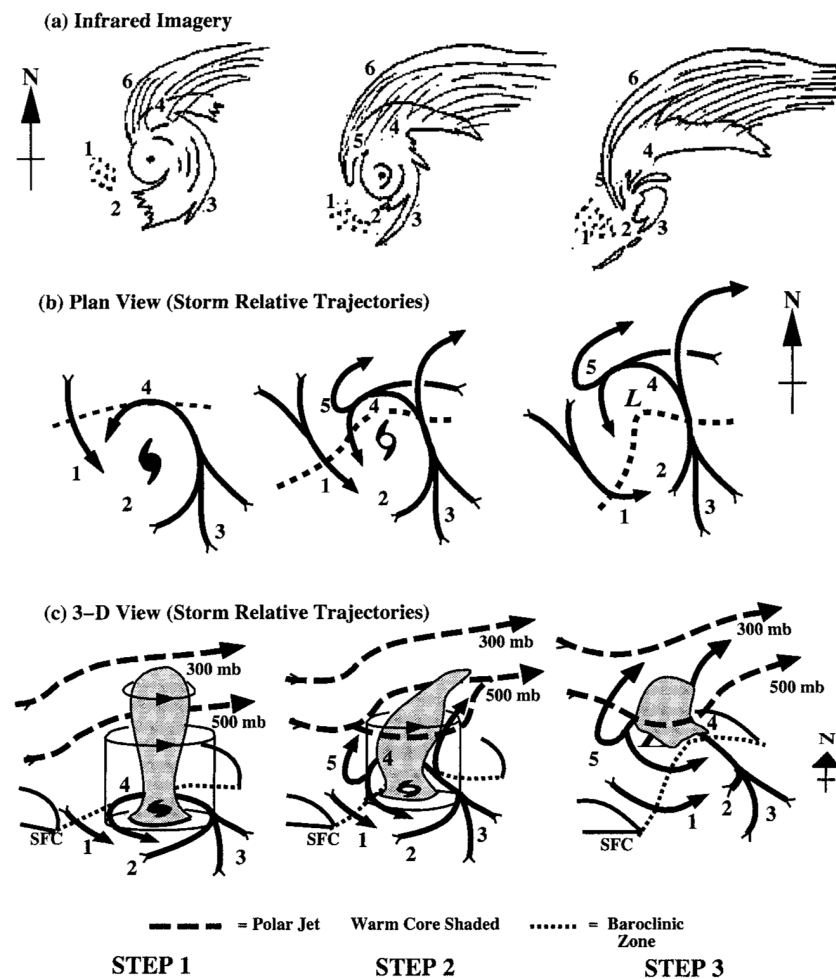


FIG. 1.2: *Modèle conceptuel de la phase de transformation d'une transition extra-tropicale sur le Pacifique Nord-Ouest, tiré de Klein et al. (2000). Évolution en 3 étapes en (a) imagerie infrarouge géostationnaire, (b) vue plan et (c) vue 3D. Zones numérotées : (1) flot environnemental d'air froid et sec vers l'équateur; (2) convection du cyclone tropical affaiblie par une incursion sèche dans le quadrant ouest à l'étape 1, qui s'étend au quadrant sud aux étapes 2 et 3; (3) flot environnemental d'air chaud et humide vers le pôle, intégré à la circulation du cyclone tropical, qui maintient la convection dans le quadrant est et produit une distribution asymétrique de nuages et de précipitations aux étapes 1 et 2; les étapes 2 et 3 comprennent aussi l'ascendance d'un jet de sud sur des surfaces isentropes inclinées; (4) ascendance du flot environnemental chaud et humide sur des surfaces isentropes inclinées associées à la zone barocline (ligne pointillée au centre et en bas de la figure); (5) ascendance (entrecoupée de subsidence adiabatique sèche) produisant des bandes nuageuses, qui s'enroulent autour du centre du cyclone vers l'ouest et l'équateur; la subsidence adiabatique sèche a lieu suffisamment près du centre de la circulation pour produire l'érosion de la convection de l'œil à l'étape 3; (6) protection de cirrus avec une frontière bien définie à sa confluence avec le jet polaire.*

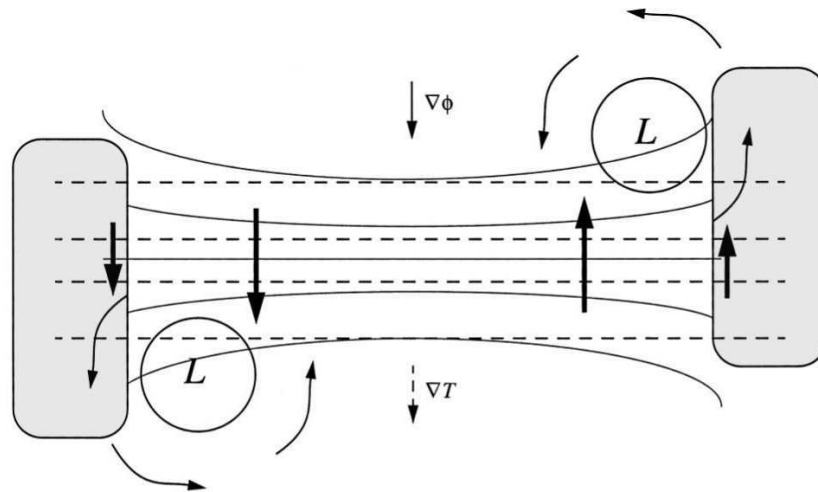


FIG. 1.3: Représentation linéaire d'un courant-jet pour la distinction entre le mode barocline et le mode tropical d'une transition extra-tropicale, tirée de McTaggart-Cowan et al. (2003). Les traits continus indiquent les isocontours de géopotential en haute troposphère avec le gradient correspondant $\nabla\phi$. Les traits discontinus indiquent les isothermes en basse troposphère avec le gradient correspondant ∇T . Les flèches épaisses représentent la circulation secondaire en basse troposphère alors que les zones grises représentent des régions d'advection froide (à gauche) et chaude (à droite). Deux cyclones L sont placées en entrée droite (en bas à gauche) et en sortie gauche du courant-jet (en haut à droite), correspondent respectivement à un mode barocline et à un mode tropical.

de Klein et al. (2000) décrit alors le mode barocline. Avec cette distinction, la transition extra-tropicale des ouragans Félix et Iris comparée par Thorncroft and Jones (2000) correspond respectivement à un mode barocline et à un mode tropical.

1.2.2 Interaction avec un thalweg d'altitude

Les études de cas précédentes montrent la diversité des scénarios de transition extra-tropicale. Leur classification est rendue difficile par la multitude de phénomènes impliqués dans l'interaction entre un cyclone tropical et son nouvel environnement barocline. Ces études de cas mettent cependant en avant la présence récurrente d'un thalweg d'altitude lors de la transition extra-tropicale.

L'interaction avec un thalweg d'altitude a d'abord été discutée pendant la phase mure d'un cyclone tropical. Son influence sur l'intensité du cyclone est ambiguë. D'un côté, le thalweg d'altitude inhibe la convection du cyclone par l'accroissement du cisaillement vertical. D'un autre côté, il peut favoriser la convection du cyclone par l'augmentation de la divergence d'altitude et accélérer la circulation du cyclone par l'apport direct de moment cinétique. Le cas de l'ouragan Opal (1995) sur le Golfe du Mexique illustre la complexité de l'influence du thalweg d'altitude sur l'intensité du cyclone. Bien que l'intensification rapide d'Opal ait souvent été étudiée, le rôle du thalweg d'altitude y reste controversé (voir une revue dans Shapiro and Moller, 2003).

L'impact favorable d'un thalweg d'altitude a par contre été montré sur la majorité des

cas de cyclones tropicaux d'une étude composite (*Hanley et al.*, 2001). Ceux-ci ont été choisis en phase mature sur l'océan à plus de 26°C pour isoler l'impact du thalweg d'altitude d'autres facteurs environnementaux. Dans 78% des cas de superposition et 61% des cas d'interaction distante, la présence d'un thalweg d'altitude a été favorable à la réintensification du cyclone. Dans les cas de superposition favorable, le cyclone a résisté à l'augmentation du cisaillement vertical par une rétroaction diabatique qui a érodé le thalweg d'altitude. Dans les cas d'interaction à distance favorable, le couplage du cyclone avec le courant-jet en aval a permis sa réintensification. Les cas défavorables ont été expliqués par un cisaillement vertical trop important. Ces mécanismes de résistance du cyclone à l'augmentation du cisaillement vertical se retrouvent logiquement à la fin de sa phase mature et conditionnent sa capacité à accomplir ensuite sa transition extra-tropicale. Il a ainsi été observé que le flux de masse vertical de 6 ouragans en Atlantique Nord a augmenté proportionnellement au cisaillement vertical tant que ce dernier n'excédait pas un seuil critique (*Davis et al.*, 2008b).

Pendant la phase de transition extra-tropicale, l'influence positive du thalweg est communément acceptée sur l'intensité d'un cyclone. Elle a été relevée par une comparaison de la transition extra-tropicale des typhons David et Opal (1997) sur le Pacifique Nord-Ouest (*Harr and Elsberry*, 2000; *Harr et al.*, 2000). Les deux typhons ont bénéficié de l'advection positive de tourbillon en haute troposphère par un thalweg en amont. La superposition de cette advection positive de tourbillon avec une frontogénèse chaude à l'est de David a permis la réintensification du typhon. La présence d'un centre dépressionnaire dominant en aval d'Opal a par contre restreint son interaction avec le thalweg en amont et ainsi provoqué la dissipation du typhon. Cette différence essentielle entre David et Opal a été retrouvée dans des composites de transitions extra-tropicales sur le Pacifique Nord-Ouest (*Harr et al.*, 2000). Dans une circulation dominée par un thalweg en amont, appelée schéma de nord-ouest, le typhon a une trajectoire plus méridienne et se réintensifie. Dans une circulation dominée par un centre dépressionnaire en aval, appelée schéma de nord-est, le typhon a une trajectoire plus zonale et se dissipe. Le cas de David correspond alors à un schéma de nord-ouest alors que celui d'Opal correspond à un schéma de nord-est.

Le rôle du thalweg d'altitude pendant la transition extra-tropicale a été expliqué en faisant le parallèle entre réintensification du cyclone et cyclogenèse de type B (*Klein et al.*, 2002). La cyclogenèse de type B se produit par la mise en phase d'anomalies de tourbillon en altitude et dans les basses couches. Dans le contexte de la transition extra-tropicale, la réintensification du cyclone dépend de la superposition d'advection chaude en basse troposphère, d'advection positive de tourbillon en moyenne troposphère et de divergence en haute troposphère. Elle est rendue possible par une bonne synchronisation entre la dynamique et la thermodynamique du cyclone et celles de son environnement barocline. En particulier, le couplage de la circulation de sortie du cyclone avec l'entrée droite d'un courant-jet en aval favorise la réintensification. Ce couplage favorable avec un courant-jet correspond aux modèles conceptuels de la transition extra-tropicale de *Klein et al.* (2000) et *Sinclair* (2002) ainsi qu'aux composites d'interaction distante de *Hanley et al.* (2001) en phase tropicale. Il a été illustré par le typhon David (*Harr and Elsberry*, 2000; *Harr et al.*, 2000) et l'ouragan Floyd

(*Atallah and Bosart, 2003*).

Ces mêmes critères de cyclogenèse de type B ont permis de discriminer des simulations idéalisées où la position initiale du cyclone tropical a été modifiée par rapport à celle d'un thalweg d'altitude (*Ritchie and Elsberry, 2007*). Le cyclone ne s'est réintensifié que s'il s'est correctement synchronisé avec le thalweg d'altitude, ce qui s'est produit pour un cyclone initialement proche du courant-jet. Le cyclone s'est sinon dissipé après sa phase de transformation. La synchronisation a été quantifiée par les critères de cyclogenèse de type B dans le quadrant nord-ouest du cyclone. Cette zone correspond aux précipitations sur le front chaud du cyclone, favorisées par la circulation agéostrophique de l'entrée droite du courant-jet en aval, conformément aux conclusions de *Klein et al. (2002)*.

1.2.3 Rôle du cyclone dans sa propre réintensification

Dans l'étude de *Klein et al. (2002)* révélant l'importance de la synchronisation d'un cyclone avec son environnement barocline, trois typhons ont été filtrés à l'initialisation de simulations de leur transition extra-tropicale. Ce filtrage a permis de quantifier les contributions respectives de la circulation cyclonique et de l'environnement barocline à la réintensification des typhons. Alors que la contribution du typhon Bing (1997) a été significative pour sa propre réintensification, celle des typhons Ginger (1997) et Bart (1999) a été mineure. La dynamique des latitudes moyennes a alors été suffisante au déclenchement d'une nouvelle cyclogenèse extra-tropicale.

Le rôle de plusieurs cyclones tropicaux dans leur réintensification extra-tropicale en Atlantique Nord a été discuté de la même façon par *McTaggart-Cowan et al. (2001)*. L'ouragan Earl (1998) s'est réintensifié grâce à son interaction avec un thalweg en amont et à des ascendances de grande échelle en aval (*McTaggart-Cowan et al., 2001*). Cela a été montré grâce à une technique d'inversion de tourbillon potentiel par parties, qui a permis le filtrage de la circulation cyclonique d'Earl et celui du thalweg en amont de manière séparée à l'initialisation de simulations de la transition extra-tropicale. Quand tout ou partie du thalweg en amont a été filtré des conditions initiales, l'ouragan s'est réintensifié plus tard et moins fortement, voire pas du tout. Une nouvelle cyclogenèse a par contre eu lieu quand l'ouragan a été filtré des conditions initiales. Le rôle mineur de la circulation cyclonique d'Earl et celui prépondérant du thalweg ont ainsi été révélés (*McTaggart-Cowan et al., 2001*).

Ces résultats sont à relativiser car seuls les champs de vent et de température sont modifiés par la technique d'inversion de tourbillon potentiel. L'anomalie de vapeur d'eau subsiste et suffit parfois à une nouvelle cyclogenèse. Une nouvelle étude a confirmé le rôle mineur d'Earl dans sa réintensification par une technique d'inversion de tourbillon potentiel humide prenant en compte l'anomalie de vapeur d'eau liée à l'ouragan (*McTaggart-Cowan et al., 2004a*). A cause de ce rôle mineur de l'ouragan, l'existence même de la transition extra-tropicale d'Earl a été remise en cause. Le déplacement trop rapide d'Earl au cours de sa réintensification serait une preuve d'une cyclogenèse extra-tropicale indépendante de la présence de l'ouragan (*Elsberry, 2004*). L'existence de la transition extra-tropicale a cependant été prouvée par la

continuité spatio-temporelle des anomalies de température et de vapeur d'eau associées au cyclone et par l'impact de ces anomalies sur la frontogenèse extra-tropicale (*McTaggart-Cowan et al.*, 2004b). Ce débat illustre la complexité d'une transition extra-tropicale, qui implique des structures tropicales et extra-tropicales parfois difficiles à distinguer.

L'ouragan Irène (1999) a eu un rôle similaire à celui d'Earl pendant sa transition extra-tropicale. Son impact sur sa réintensification, qualifiée d'explosive, a également été évaluée par le filtrage de sa circulation cyclonique (*Agusti-Panareda et al.*, 2004). Une cyclogenèse explosive s'est produite en l'absence d'Irène, montrant à nouveau le rôle prépondérant du thalweg en amont. Cependant, le filtrage a eu pour effet de ralentir la cyclogenèse et de modifier la trajectoire du cyclone extra-tropical résultant. Le rôle d'Irène a ainsi été jugé significatif mais non crucial à sa réintensification (*Agusti-Panareda et al.*, 2005). Contrairement aux ouragans Earl et Irène, l'ouragan Danielle (1998) a été essentiel à sa réintensification dans un mode tropical (*McTaggart-Cowan et al.*, 2004a). Aucun cyclone ne s'est développé lorsque les anomalies associées à l'ouragan, celle de vapeur d'eau et surtout celles de circulation cyclonique et de température, ont été filtrées à l'initialisation d'une simulation de la transition extra-tropicale. Tout comme Danielle, la transition extra-tropicale de l'ouragan Lili (1996) a été essentielle à un développement extra-tropical modéré (*Agusti-Panareda et al.*, 2005). La contribution de l'ouragan à sa propre réintensification est alors définie par le déferlement anticyclonique ou cyclonique du thalweg en son absence (life-cycle 1 ou 2, *Thorncroft et al.*, 1993).

Une transition extra-tropicale peut également apporter une contribution négative à une cyclogenèse des latitudes moyennes (*Agusti-Panareda*, 2008). L'ouragan Gert (1999) a fusionné avec une dépression en amont au cours de sa transition extra-tropicale impliquant une interaction des deux systèmes. L'arrivée de Gert vers le front chaud de la dépression en amont a diminué et retardé le développement du système extra-tropical. Ce cas illustre l'importance de la position relative du cyclone et d'une éventuelle dépression dans son voisinage, de la même manière que la synchronisation du cyclone avec un thalweg d'altitude détermine sa réintensification.

Les processus impliqués dans l'interaction entre un cyclone tropical et son environnement barocline sont résumés par un schéma conceptuel dans une perspective de tourbillon potentiel (*Agusti-Panareda et al.*, 2004). Dans ce schéma conceptuel basé sur le cas de l'ouragan Irène (1999), la transition extra-tropicale est représentée par l'interaction de structures positives et négatives bien définies de tourbillon potentiel (Figure 1.4). La circulation cyclonique et l'anomalie chaude de l'ouragan sont décrites par une tour de tourbillon potentiel élevé (numérotée 4) alors que la circulation de sortie de l'ouragan est décrite par une anomalie négative de tourbillon potentiel à la tropopause (numérotée 5). Comme dans le modèle de *Klein et al.* (2000), la circulation cyclonique force des ascendances le long de la zone barocline (numérotée 1). Par dégagement de chaleur latente, ces ascendances génèrent une nouvelle anomalie positive de tourbillon potentiel (numérotée 2) et maintiennent l'anomalie négative de l'ouragan à la tropopause. La nouvelle anomalie positive provoque une nouvelle cyclogenèse alors que l'anomalie positive de l'ouragan se dissipe progressivement. A la tropopause, le

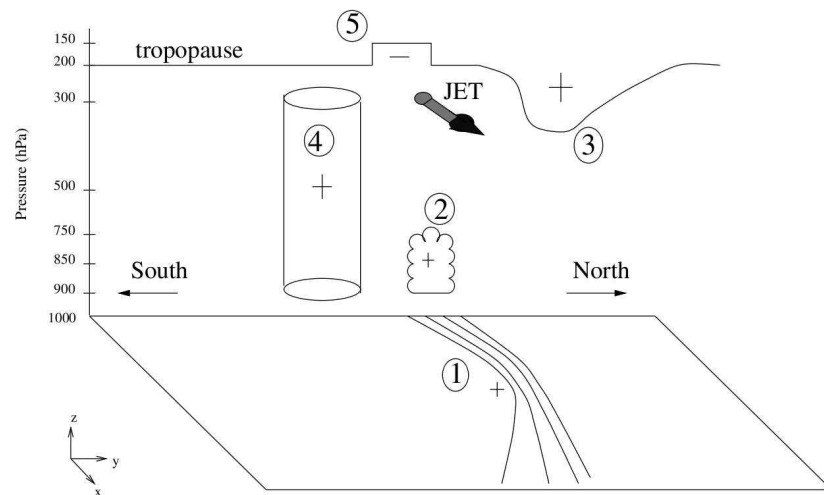


FIG. 1.4: Schéma conceptuel d'une transition extra-tropicale dans une perspective de tourbillon potentiel, tiré d'Agusti-Panareda et al. (2004). Zones numérotées : (1) anomalie de température de surface à la zone barocline, (2) anomalie positive de tourbillon potentiel générée de manière diabatique le long de la zone barocline, (3) anomalie positive de tourbillon potentiel associée à un thalweg d'altitude des latitudes moyennes, (4) anomalie positive de tourbillon potentiel du cyclone tropical et (5) anomalie négative de tourbillon potentiel associée à la circulation de sortie du cyclone tropical. Le vecteur gris épais représente un courant-jet d'altitude, dont la force est associée au gradient horizontal de tourbillon potentiel en altitude, c'est-à-dire à la pente de la tropopause.

gradient de tourbillon potentiel est renforcé par l'approche de l'anomalie négative de l'ouragan vers l'anomalie positive d'un thalweg d'altitude (numérotée 3). Cette augmentation du gradient de tourbillon potentiel équivaut à un renforcement de la pente de la tropopause et à une accélération du courant-jet associé (vecteur gris épais). Le dégagement de chaleur latente joue ainsi un rôle important pendant la transition extra-tropicale puisqu'il renouvelle la circulation cyclonique dans la troposphère et maintient la circulation anticyclonique à la tropopause.

1.3 Impact sur la circulation des latitudes moyennes

1.3.1 Développement en aval

L'importance de la synchronisation d'un cyclone tropical avec un thalweg d'altitude en amont a été montrée par plusieurs études. Cette synchronisation influence non seulement le cyclone mais aussi la circulation des latitudes moyennes. Ainsi, le couplage de la circulation de sortie du cyclone avec l'entrée d'un courant-jet en aval intensifie à la fois le cyclone et le courant-jet. Une telle modification de la circulation des latitudes moyennes revêt une grande importance puisqu'elle peut se propager rapidement en aval. Pendant la transition extra-tropicale de l'ouragan Irène par exemple, l'accélération du courant-jet a influencé une cyclogenèse par interaction barocline sur le Golfe de Gascogne (Agusti-Panareda et al., 2005).

Ce type d'impact indirect sur une cyclogenèse correspond au phénomène de développement barocline en aval, ou simplement développement en aval (*Orlanski and Sheldon, 1995*). Une région de courant-jet rapide, ou rapide de jet, concentre de l'énergie cinétique. De tels centres d'énergie sont situés sur les flancs de thalwegs d'altitude. Leur évolution peut être décrite par l'évolution d'une onde barocline, décomposée en trois phases (Figure 1.5). Dans une première phase, des flux agéostrophiques de géopotentiel transfèrent de l'énergie depuis un rapide de jet en amont vers un nouveau rapide de jet. Dans une deuxième phase, le nouveau rapide de jet se développe par génération barocline, correspondant à une cyclogenèse de type B. Dans une troisième phase, le transfert d'énergie depuis le rapide de jet en amont s'arrête et le nouveau rapide de jet se dissipe par la dispersion d'énergie vers un rapide de jet en aval. L'énergie cinétique se propage ainsi d'un rapide de jet à l'autre et à une vitesse élevée par rapport au sol, correspondant à la vitesse de groupe prograde de l'onde barocline. Les rapides de jet se déplacent quant à eux à une vitesse plus faible par rapport au sol, correspondant à la vitesse de phase rétrograde de l'onde barocline.

Dans cette approche énergétique, le développement en aval associé à la transition extra-tropicale de 4 typhons a été montré sur le Pacifique Nord-Ouest (*Harr and Dea, 2009*). Même si 2 typhons seulement (*Nabi et Banyan 2005*) se sont réintensifiés, en fonction de leur interaction avec la circulation des latitudes moyennes, une augmentation d'énergie cinétique et sa propagation à travers le bassin océanique a eu lieu dans les 4 cas. Ce résultat montre qu'une transition extra-tropicale peut avoir un impact en aval même quand elle n'aboutit pas.

La dynamique d'une onde barocline est souvent décrite de manière simplifiée par la dynamique barotrope d'une onde de Rossby. Une telle onde est constituée d'une succession d'anomalies positives et négatives de tourbillon. Son existence requiert un gradient de tourbillon environnemental et sa propagation est dictée par la conservation du tourbillon. Des ondes de Rossby d'échelle synoptique sont courantes aux latitudes moyennes. Elles sont constituées d'anomalies positives et négatives de tourbillon relatif et leur guide d'onde est le gradient méridien de tourbillon planétaire. Ces ondes de Rossby d'échelle synoptique se manifestent en altitude par l'alternance de dorsales et de thalwegs et en surface par l'alternance d'anticyclones et de dépressions.

De manière alternative, une onde de Rossby peut être représentée par l'alternance d'anomalies de tourbillon potentiel (Figure 1.6). L'advection mutuelle de ces anomalies induit une propagation de phase rétrograde de l'onde, vers l'ouest par rapport à la circulation des latitudes moyennes (*Hoskins et al., 1985*). La propagation de groupe d'un train d'ondes de Rossby est par contre prograde. Son identification requiert l'utilisation d'un diagramme de Hovmöller, qui représente l'alternance d'anomalies de vitesse méridienne à la tropopause associée à l'alternance de thalwegs et de dorsales d'altitude (Figure 1.7). La vitesse de groupe d'un train d'ondes de Rossby correspond ainsi à la propagation d'énergie cinétique d'un rapide de jet à l'autre. La description du développement en aval par la propagation d'un train d'ondes de Rossby est donc équivalente à la description énergétique de l'évolution d'une onde barocline. On notera toutefois qu'un train d'ondes de Rossby échappe à une définition univoque. Différents types de

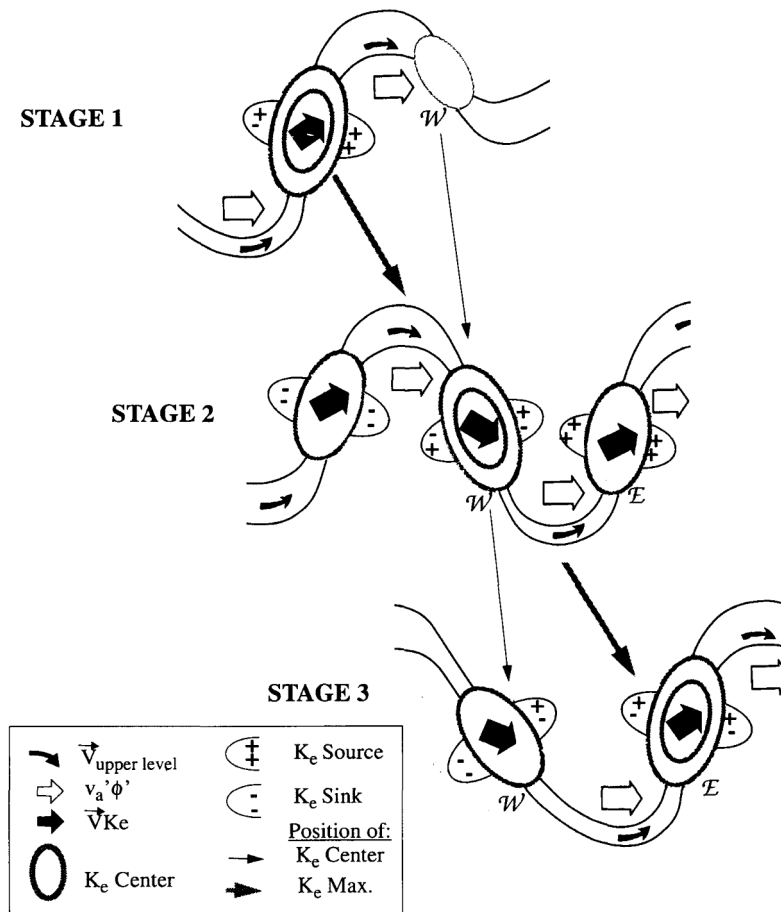


FIG. 1.5: Décomposition de l'évolution d'une onde barocline en trois phases, tirée de Orlanski and Sheldon (1995). \vec{V} représente le courant-jet, $v'_a \phi'$ le flux agéostrophique de géopotential, K_e l'énergie cinétique et $\vec{V}K_e$ le flux d'énergie cinétique. Phase 1 : déclin du système originel sur le flanc est du thalweg en amont et génération du centre d'énergie \mathcal{W} sur le flanc ouest du nouveau thalweg par des flux agéostrophiques de géopotential. Phase 2 : émergence de flux d'énergie du système \mathcal{W} mature qui permettent la croissance du centre d'énergie \mathcal{E} sur le flanc est du thalweg. Phase 3 : dissipation du centre d'énergie \mathcal{W} et maturation du centre d'énergie \mathcal{E} . Les flèches rectilignes fines et épaisses illustrent respectivement la propagation de phase et de groupe de l'onde.

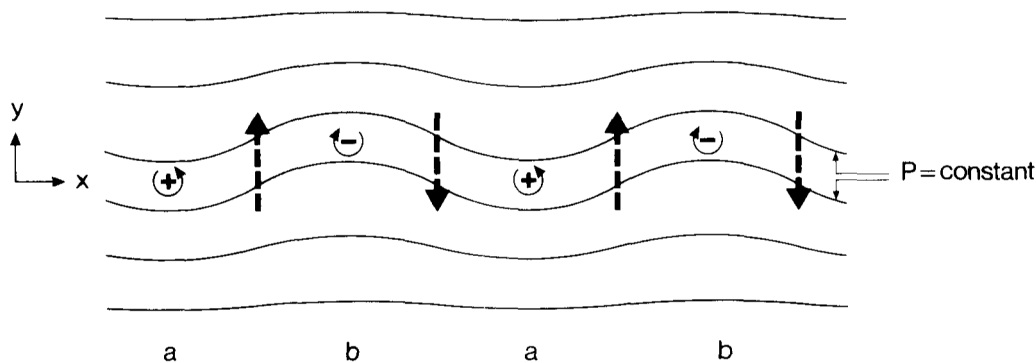


FIG. 1.6: Coupe isentrope de tourbillon potentiel pour une onde de Rossby simple périodique en x , tirée de Hoskins et al. (1985). Les symboles + et - indiquent respectivement les centres d'anomalies positives et négatives de tourbillon potentiel, dus au déplacement de particules d'air vers le sud et vers le nord à travers un gradient vers le nord de tourbillon potentiel. Ils correspondent à une succession de thalwegs (a) et de dorsales (b). Les flèches épaisses discontinues indiquent le sens et la phase relative du champ de vitesse induit, qui provoque une propagation vers l'ouest de l'alternance d'anomalies, c'est-à-dire une propagation de phase vers l'ouest de l'onde de Rossby.

diagrammes de Hovmöller, basés sur la vitesse méridienne, l'identification d'objets ou un bilan d'énergie cinétique, mettent plutôt en valeur la propagation ou le déferlement d'un train d'ondes de Rossby (Glatt et al., 2011).

Un intérêt particulier pour les ondes de Rossby vient de leur implication fréquente dans le déclenchement d'événements extrêmes. Un filament de tourbillon potentiel issu du déferlement d'un thalweg d'altitude est un précurseur connu d'épisodes de fortes précipitations en Méditerranée (voir une revue dans Lambert and Cammas, 2010). Il peut à la fois mener au forçage dynamique d'ascendances, à la réduction de la stabilité statique de l'atmosphère et au transport méridien d'humidité en basses couches. Un filament de tourbillon potentiel est également un précurseur connu d'épisodes de fortes précipitations sur le versant sud des Alpes (Martius et al., 2008). La propagation d'un train d'ondes de Rossby depuis le Pacifique Nord-Ouest est systématiquement à l'origine d'un tel précurseur d'altitude en automne et en hiver (Figure 1.7). L'accélération d'un courant-jet au cours d'une transition extra-tropicale peut ainsi se propager rapidement en aval avec la vitesse de groupe d'un train d'ondes de Rossby et contribuer au déclenchement d'un événement extrême par le déferlement d'un thalweg au passage du train d'ondes. Ce mécanisme a été qualifié d'influence à distance d'un ouragan, par opposition à une influence directe par l'arrivée de l'ouragan ou une influence indirecte par l'apport de son humidité. Son existence a été montrée dans une étude de 30 événements extrêmes au nord-ouest de l'Italie (Pinto et al., 2001).

1.3.2 Importance des processus dynamiques et diabatiques

Le développement en aval d'une transition extra-tropicale a été étudié dans un cadre idéalisé (Riemer et al., 2008). Dans une simulation avec un modèle physique

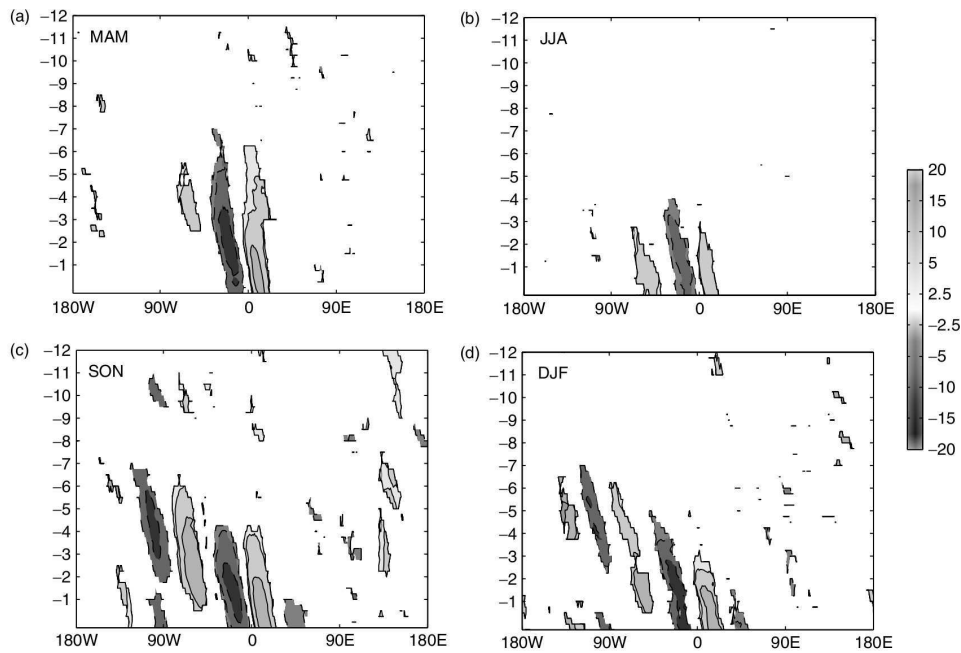


FIG. 1.7: Diagrammes de Hovmöller, tirés de Martius et al. (2008), révélant la propagation de trains d'ondes de Rossby. Composites du vent méridien ($m s^{-1}$) le long du guide d'onde, pour les 12 jours précédant un épisode de fortes précipitations au sud des Alpes (percentile 95% soit $16 mm j^{-1}$), pendant (a) le printemps, (b) l'été, (c) l'automne et (d) l'hiver.

complet, l'interaction d'un cyclone tropical avec un courant-jet zonal déclenche un train d'ondes de Rossby (Figure 1.8). Au début de l'interaction, la circulation de sortie divergente du cyclone accélère et dévie le courant-jet zonal (a). La circulation non-divergente du cyclone prend ensuite le relais pour accélérer et dévier le courant-jet, ce qui s'accompagne du gonflement d'une dorsale (b). Le gonflement de la dorsale engendre à son tour l'étirement d'un thalweg en aval, qui force une cyclogenèse de surface par interaction barocline (c). Cette alternance d'une dorsale et d'un thalweg se propage rapidement en aval comme un train d'ondes de Rossby, qui crée une succession de cyclones en surface (d). L'attribution de l'accélération initiale du jet à la circulation divergente de sortie puis non-divergente du cyclone a été réalisée grâce à une décomposition de Helmholtz et à une inversion de tourbillon potentiel par parties. Elle montre l'importance de l'intensité du cyclone dans le déclenchement du train d'ondes de Rossby.

Quand le cyclone tropical interagit, non pas avec un courant-jet zonal, mais avec une onde barocline en développement, sa circulation divergente de sortie puis non-divergente accélère également un rapide de jet et gonfle une dorsale en aval (Riemer and Jones, 2010). Cette perturbation se propage à nouveau par un mécanisme de développement en aval équivalent à un train d'ondes de Rossby. L'amplitude de l'onde résultante, ainsi que les cyclogenèses de surface associées aux thalwegs successifs, dépendent alors à la fois de l'intensité du cyclone tropical et de sa synchronisation avec l'onde barocline initiale. Cette double dépendance met en évidence l'importance d'une bonne prévision de la trajectoire et de l'intensité d'un cyclone en

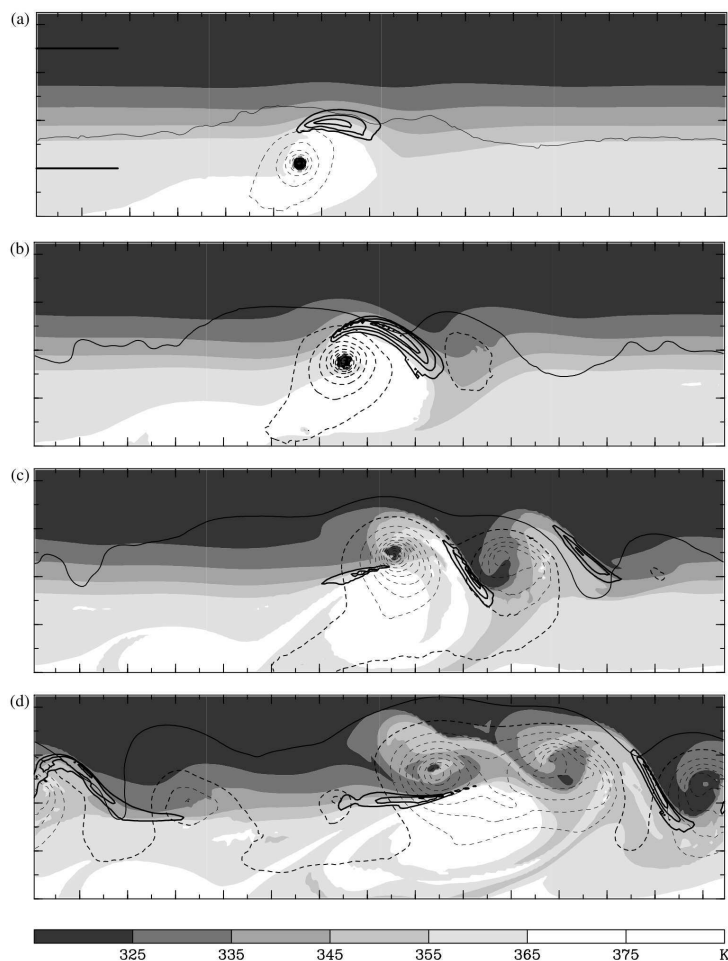


FIG. 1.8: Développement d'un train d'ondes de Rossby par l'impact d'un cyclone tropical dans une simulation idéalisée, tiré de Riemer et al. (2008). Coupe horizontale du domaine de simulation correspondant à 14-65° N. Température potentielle (dégradé) et module de vent supérieur à 45 m s^{-1} (traits épais, intervalle de 5 m s^{-1}) sur la tropopause dynamique (2 PVU), et pression de surface (traits fins, continus à 995 hPa et discontinus au-dessous avec un intervalle de 5 hPa), après (a) 120 heures, (b) 156 heures, (c) 192 heures et (d) 240 heures de simulation. La distance entre les marques de graduation est de 600 km.

transition extra-tropicale pour une bonne prévision du développement en aval.

Dans ce cadre idéalisé, les processus diabatiques amplifient le développement barocline du train d'ondes de Rossby (Riemer et al., 2008; Riemer and Jones, 2010). Pourtant, même s'ils maintiennent l'intensité du cyclone, les processus diabatiques ne contribuent pas directement à l'accélération du courant-jet initial, contrairement au schéma conceptuel de Agusti-Panareda et al. (2004). Des études de cas réels aux latitudes moyennes ont cependant montré l'importance du chauffage diabatique dans le renforcement d'un train d'ondes de Rossby. Par exemple, les processus diabatiques associés à une cyclogenèse extra-tropicale en Atlantique Nord ont renforcé le gonflement d'une dorsale, qui à son tour a contribué à l'étirement d'un thalweg en aval en un filament de tourbillon potentiel (Massacand et al., 2001). Par l'advection d'air chaud et humide, celui-ci a provoqué de fortes précipitations qui ont entraîné des inondations

catastrophiques en septembre 1993 à Brigue, dans les Alpes suisses.

L'impact des processus diabatiques sur la circulation des latitudes moyennes a été mentionné dans l'érosion d'un thalweg d'altitude qui se superpose à un cyclone tropical (*Hanley et al.*, 2001). Le chauffage diabatique lié à des transitions extra-tropicales a par ailleurs été suggéré comme mécanisme de renforcement de trains d'ondes de Rossby (*Martius et al.*, 2008). Récemment, le rôle-clé des processus diabatiques a été montré dans la modification d'un train d'ondes de Rossby pendant la transition extra-tropicale de l'ouragan Hanna (2008) en Atlantique Nord (*Grams et al.*, 2011). Le chauffage diabatique lié à Hanna, dû dans un premier temps à sa convection droite puis à des ascendances sur son front chaud, a contribué au gonflement de la dorsale en aval. En amont de Hanna, le chauffage diabatique lié à un cyclone extra-tropical a également contribué au gonflement d'une autre dorsale. Sous l'action du gonflement des deux dorsales, un thalweg situé entre Hanna et le cyclone en amont s'est étiré en un filament de tourbillon potentiel. Celui-ci s'est séparé sur la Méditerranée et a induit une cyclogenèse en surface responsable de précipitations intenses. Cette chaîne complexe d'événements montre ainsi l'impact des processus diabatiques sur la circulation des latitudes moyennes pendant une transition extra-tropicale. Ces processus étant décrits par une paramétrisation sous-maille dans les modèles globaux, ils représentent une source d'incertitude, non seulement pour la prévision du cyclone mais aussi pour la prévision en aval (*Davis et al.*, 2008b).

1.3.3 Perte de prévisibilité

La perturbation de la circulation des latitudes moyennes par un cyclone tropical s'accompagne souvent d'une perte de prévisibilité en aval. Une incertitude liée aux interactions du cyclone au cours de sa transition extra-tropicale peut en effet se propager rapidement dans la prévision. L'augmentation de l'incertitude en aval d'une transition extra-tropicale a été caractérisée par une augmentation de la dispersion des membres dans la prévision d'ensemble du NCEP (National Centers for Environmental Prediction) et du CEPMMT (*Harr et al.*, 2008; *Anwender et al.*, 2008). Dans 6 cas étudiés sur le Pacifique Nord-Ouest et l'Atlantique Nord, la dispersion a augmenté à la fin de la transition extra-tropicale, indépendamment du temps d'initialisation de la prévision. La dispersion s'est de plus propagée en aval de chaque transition extra-tropicale à la manière d'un train d'ondes de Rossby. Une telle incertitude dans la prévision d'ensemble du NCEP et du CEPMMT a été retrouvée récemment dans le grand ensemble multimodèles TIGGE (ThorpeX Interactive Grand Global Ensemble) par *Keller et al.* (2011). La dispersion de la prévision TIGGE a augmenté et s'est propagée en aval de 5 autres cas de transitions extra-tropicales sur le Pacifique Nord-Ouest et l'Atlantique Nord (Figure 1.9). Plusieurs prévisions d'ensemble individuelles incluses dans TIGGE ont par contre été sous-dispersives.

L'augmentation de la dispersion en aval d'une transition extra-tropicale est liée à l'apparition de multiples scénarios dans une prévision d'ensemble. Ceux-ci ont été montrés par l'agrégation des membres de prévisions d'ensemble du NCEP et du CEPMMT (*Harr et al.*, 2008; *Anwender et al.*, 2008). Le calcul des deux premières

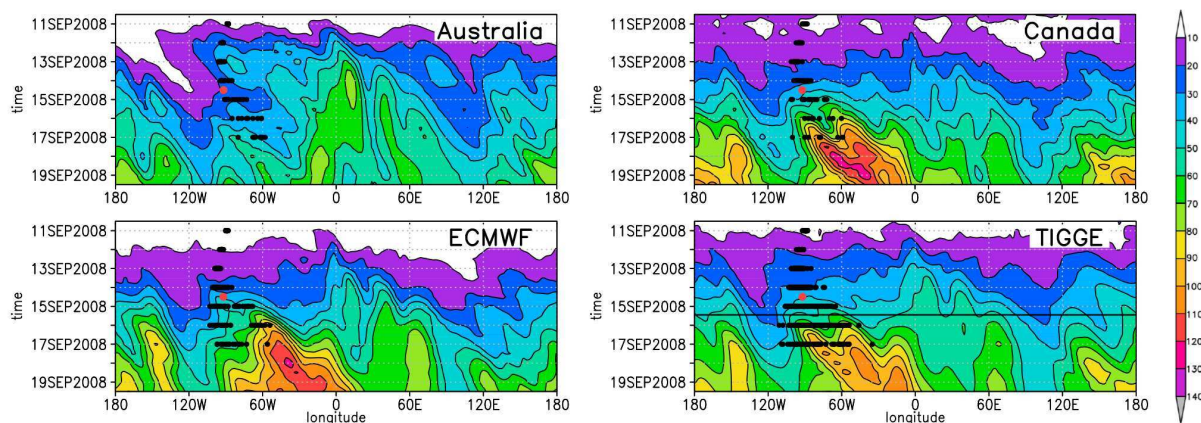


FIG. 1.9: Perte de prévisibilité en aval d'une transition extra-tropicale, tirée de Keller et al. (2011). Diagrammes de Hovmöller de l'altitude géopotentielle à 500 hPa (surfaces, en m) moyennée entre 40 et 60°N. Prévisions d'ensemble des modèles australien, canadien, CEPMMT et TIGGE, initialisées le 11 septembre 2008 à 0 h UTC pendant la transition extra-tropicale de l'ouragan Ike sur en Atlantique Nord. La position de surface de Ike dans chaque membre est indiquée par les points noirs et par un point rouge dans l'observation au moment de la transition extra-tropicale.

composantes principales du champ de température potentielle à la tropopause a d'abord révélé deux modes de variabilité récurrents (Figure 1.10). Le premier mode de variabilité correspond à la position de la dorsale en aval du cyclone (a) et le deuxième à son amplitude (b). Un lien entre l'évolution du cyclone et celle de la circulation des latitudes moyennes a ensuite été trouvé par l'agrégation des membres selon ces deux modes de variabilité. Une plus forte amplitude de la dorsale correspond à une plus forte intensification du cyclone alors qu'une translation vers l'est de la dorsale correspond à un déplacement et un développement plus rapides du cyclone. La diversité de scénarios explique également la dispersion du grand ensemble multi-modèles TIGGE en aval d'une transition extra-tropicale (Keller et al., 2011). Certains scénarios n'y apparaissent que dans la prévision d'ensemble du CEPMMT. La sous-dispersion observée dans plusieurs prévisions d'ensemble individuelles incluses dans TIGGE est ainsi due à un trop faible nombre de scénarios dans ces prévisions.

La source de l'augmentation d'incertitude a été discutée par l'analyse de vecteurs singuliers. La prévision d'ensemble du CEPMMT est justement initialisée avec des perturbations calculées par la méthode des vecteurs singuliers. Pendant la transition extra-tropicale du typhon Tokage (2004) sur le Pacifique Nord-Ouest, l'intensité et la trajectoire du typhon n'ont été prévues que quand les vecteurs singuliers ciblés sur le typhon ont été pris en compte dans l'initialisation de la prévision d'ensemble (Anwender et al., 2010). Comme alternative aux vecteurs singuliers pour l'initialisation de la prévision, la perturbation des paramétrisations physiques du modèle a légèrement augmenté la dispersion de l'ensemble. Avec les deux méthodes, l'incertitude dans la trajectoire du typhon a créé une incertitude dans le dégagement de chaleur latente, provoquant à son tour une incertitude dans le gonflement de la dorsale en aval. L'ouragan Hélène (2006) a également été à l'origine d'une augmentation de dispersion dans la prévision

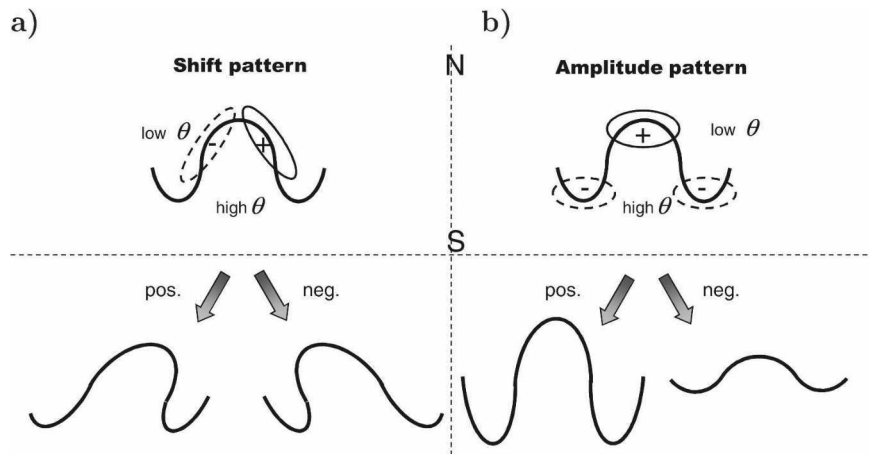


FIG. 1.10: Modes principaux de variabilité de la dorsale en aval d'un cyclone en transition extra-tropicale, tirés de Anwender et al. (2008). En haut : schéma des deux premières composantes principales (traits fins continus et discontinus) montrant les modes (a) de décalage et (b) d'amplitude. Le trait épais représente le fort gradient de température potentielle à la tropopause dynamique aux latitudes moyennes, avec une faible température potentielle au nord et une forte température potentielle au sud. En bas : structures synoptiques résultant de la contribution des modes de variabilité.

d'ensemble du CEPMMT à la fin de sa phase tropicale et pendant sa transition extra-tropicale en Atlantique Nord (Lang et al., 2012). Une augmentation de la résolution des vecteurs singuliers a encore accru la dispersion de l'ensemble. L'impact de la circulation de sortie d'Hélène sur le développement en aval a ainsi été renforcé, montrant la sensibilité de la prévision à la représentation des processus diabatiques de l'ouragan comme dans le cas du typhon Tokage.

De manière alternative, l'origine de l'incertitude a été discutée dans des prévisions d'ensemble à court terme initialisées à l'aide d'un filtre de Kalman d'ensemble. Les transitions extra-tropicales du même typhon Tokage (2004) et du typhon Nabi (2005) se sont distinguées par leur dispersion dans l'ensemble et leur sensibilité aux conditions initiales, toutes deux fortes dans le cas de Tokage et faibles dans le cas de Nabi (Torn and Hakim, 2009). A une échéance de 48 h, la pression de surface du typhon a été sensible dans les deux cas à la position initiale du typhon et d'un thalweg en amont. Des perturbations contrôlées dans ces zones de sensibilité ont induit une réponse linéaire de la pression de surface du typhon entre -5 et +10 hPa à 48 h. Le gonflement de la dorsale en aval a quant à lui surtout été sensible aux précipitations sur le front chaud dans le cas de Tokage et à la divergence d'altitude de la circulation de sortie du typhon dans le cas de Nabi (Torn, 2010). Dans les deux cas, une perturbation contrôlée du flux d'humidité alimentant le front chaud a provoqué une réponse linéaire du gonflement de la dorsale. Ces résultats confirment la sensibilité aux processus diabatiques de la réintensification et du développement en aval d'un cyclone en transition extra-tropicale.

À plus long terme, les vecteurs singuliers ciblés sur des cyclones en fin de phase tropicale continuent de croître au-delà de la période de 48 h généralement utilisée

pour leur optimisation (*Reynolds et al.*, 2009). Cette constatation a été établie pour le modèle NOGAPS (Navy Operational Global Atmospheric Prediction System) dans le cas de 18 typhons sur le Pacifique Nord-Ouest en 2006. Elle concerne tous les cyclones tropicaux dont la trajectoire recourbe, qu'ils subissent une transition extra-tropicale ou qu'ils se dissipent sur l'océan tropical. Si les vecteurs singuliers peuvent prendre leur origine loin en amont du cyclone, souvent autour d'un thalweg d'altitude, la perturbation qui leur est associée peut se propager loin en aval à la manière d'un train d'ondes de Rossby. Ainsi, une incertitude dans la prévision de la transition extra-tropicale d'un typhon sur le Pacifique Nord-Ouest peut se propager vers l'Amérique du Nord en 5 jours.

Ces résultats basés sur l'analyse de vecteurs singuliers (*Harr et al.*, 2008; *Anwender et al.*, 2008; *Reynolds et al.*, 2009; *Keller et al.*, 2011) confirment la propagation rapide de l'impact d'un cyclone tropical en aval, observée dans un cadre idéalisé (*Riemer et al.*, 2008; *Riemer and Jones*, 2010) et pour des cas réels (*Harr and Dea*, 2009). La qualité de la prévision d'une transition extra-tropicale influence ainsi la prévisibilité en aval de son bassin océanique. L'incertitude de cette prévision peut prendre sa source dans les conditions initiales du cyclone et du thalweg en amont. Elle peut être prise en compte par la perturbation des conditions initiales dans une prévision d'ensemble, et réduite par des observations ciblées lors d'une campagne de mesure. Cependant, la représentation des processus diabatiques associés à la circulation de sortie du cyclone et à son front chaud peut aussi être à l'origine de l'incertitude dans la prévision d'une transition extra-tropicale.

1.4 Objectifs de la thèse

Les connaissances actuelles et les modèles conceptuels de la transition extra-tropicale ont été établies à partir d'un nombre limité de cas d'étude. Les processus de la transition extra-tropicale et leur impact sur la circulation des latitudes moyennes peuvent de plus varier d'un bassin océanique à l'autre, en particulier entre le Pacifique Nord-Est et l'Atlantique Nord sur lesquels sont basés la grande majorité des études.

Cette thèse s'inscrit dans la lignée des travaux précédents. Elle a d'abord pour ambition de contribuer à une meilleure compréhension des processus mis en jeu lors de la transition extra-tropicale. Deux nouveaux cas d'Atlantique Nord sont caractérisés et confrontés aux modèles conceptuels bâtis sur les cas documentés dans la littérature. La thèse aborde ensuite deux points nouveaux relatifs à la prévision de l'évolution de la structure d'un cyclone et de son impact en aval.

Le premier point est le rôle de la représentation des processus diabatiques dans l'incertitude liée à la transition extra-tropicale. Si plusieurs études l'ont suggérée comme une source d'incertitude, aucune n'a examiné l'influence d'une paramétrisation de la convection profonde sur la prévision de la transition extra-tropicale. Une simulation à moyen terme de l'interaction entre un cyclone tropical et une onde de Rossby est effectuée ici avec une description explicite de la convection profonde. Elle est rendue possible de manière novatrice par l'accès à des ressources de calcul massivement

parallèle.

Le deuxième point est la prévisibilité d'un événement extrême en aval d'une transition extra-tropicale. La propagation rapide avec la vitesse de groupe d'un train d'ondes de Rossby de l'incertitude liée à une transition extra-tropicale a été montrée, et l'impact d'un train d'ondes de Rossby sur le déclenchement d'un événement extrême est connu. Jusqu'à présent, aucune étude n'a caractérisé le lien entre les deux phénomènes. Ce lien est montré ici pour la première fois par l'analyse de prévisions d'ensembles opérationnelles, avec une méthode applicable avec des ressources limitées de calcul.

Chapitre 2

Cas d'étude et outils de travail

2.1 Événements de septembre 2006 en Atlantique Nord et en Europe

2.1.1 Impact de trois ouragans successifs sur l'Europe

Le mois de septembre 2006 a été choisi comme période d'étude pour sa richesse en événements extrêmes en Atlantique Nord et en Europe. D'une part, trois ouragans consécutifs ont connu une transition extra-tropicale en Atlantique Nord. Florence a été déclarée extra-tropicale le 13 septembre, suivi par Gordon le 21 septembre puis par Hélène le 24 septembre (Figure 2.1). D'autre part, des épisodes de vents forts et de précipitations intenses se sont succédés en Europe. Gordon a eu un impact direct sur les côtes atlantiques, en raison de sa trajectoire vers l'Europe anormalement zonale. Le cyclone extra-tropical issu de Gordon est resté vigoureux, amenant le 21 septembre des vents de force ouragan (supérieurs à 33 m s^{-1}) et de fortes précipitations sur l'Espagne puis sur le Royaume-Uni (*Franklin and Brown, 2008*). L'arrivée des restes de Gordon a entrecoupé deux épisodes de précipitations intenses qui ont touché la Méditerranée occidentale, la première du 13 au 18 septembre (*Wettergefahren-Frühwarnung, 2006a*) et la deuxième du 23 au 27 septembre (*Wettergefahren-Frühwarnung, 2006b*), comprenant en outre le développement rare d'une tempête de type tropical le 26 septembre. Les deux épisodes de précipitations intenses et le développement de la tempête sont liés aux transitions extra-tropicales de Florence et d'Hélène en Atlantique Nord.

Les trois ouragans Florence, Gordon et Hélène ont été successivement entraînés vers l'est avec environ 5 jours d'intervalle. Deux trains d'ondes de Rossby ont été responsables de cette recourbure de leurs trajectoires (Figure 2.2 à gauche). Ils sont également à l'origine des deux épisodes de précipitations intenses en Méditerranée. Le premier train d'ondes a interagi avec Florence et son amplitude a augmenté du 13 au 14 septembre vers 60°W . Cette interaction a provoqué une hausse de l'incertitude de prévision dans la prévision d'ensemble du CEPMMT (Figure 2.2 à droite). L'incertitude a suivi le cyclone, synchronisé avec la vitesse de phase du train d'ondes de Rossby d'environ 15° de longitude par jour. Elle s'est également propagée en aval avec la

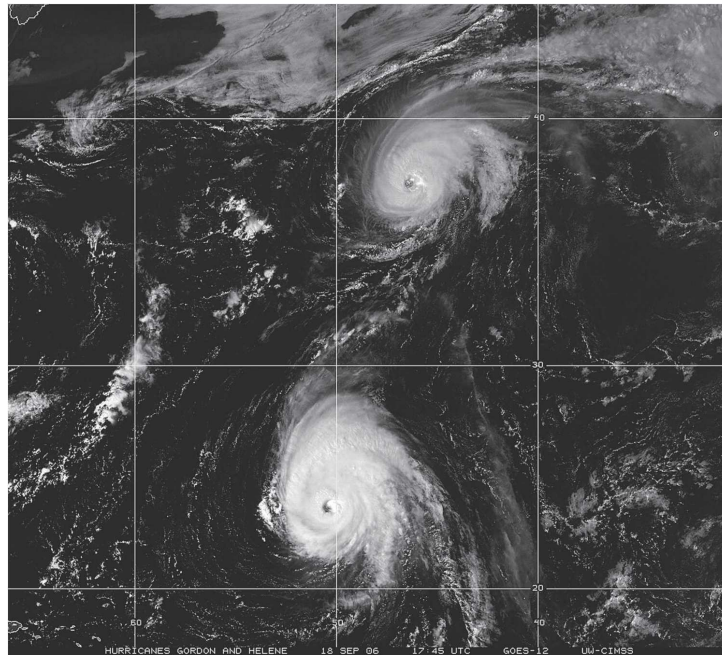


FIG. 2.1: Image satellite visible GOES-12 le 18 septembre 2006 à 17 h 45 UTC tirée de Franklin and Brown (2008). Ouragans Gordon (en 37.5°N , 46.3°W) et Hélène (en 23.6°N , 50.4°W) en Atlantique Nord.

vitesse de groupe plus rapide du train d'ondes d'environ 45° de longitude par jour. Le premier épisode de précipitations intenses en Méditerranée a ainsi été caractérisée par la hausse d'incertitude de prévision issue de la transition extra-tropicale de Florence.

Gordon n'a été entraîné que tardivement par le deuxième train d'ondes de Rossby et ne l'a que faiblement influencé. Le train d'ondes a par contre fortement interagi avec Hélène du 22 au 25 septembre (Figure 2.2 à gauche). Comme dans le cas de Florence, une hausse de l'incertitude dans la prévision d'ensemble a suivi Hélène pendant sa transition extra-tropicale (Figure 2.2 à droite). Hélène était également synchronisée avec la vitesse de phase du deuxième train d'ondes de Rossby d'environ 10° de longitude par jour. L'incertitude s'est plus fortement propagée en aval que dans le cas de Florence, avec la vitesse de groupe rapide du deuxième train d'ondes d'environ 30° de longitude par jour. Le deuxième épisode de précipitations intenses et le développement de la tempête en Méditerranée ont donc aussi été caractérisés par une hausse d'incertitude de prévision, issue cette fois-ci de la transition extra-tropicale d'Hélène.

Un scénario similaire s'est produit dans les deux cas de Florence et Hélène. L'ouragan a interagi avec un train d'ondes de Rossby pendant sa transition extra-tropicale. Leur interaction a renforcé le train d'ondes de Rossby, qui a déferlé en aval sur la Méditerranée. Les transitions extra-tropicales de Florence et d'Hélène ont ainsi eu un impact indirect sur le déclenchement d'événements extrêmes en Méditerranée. Cet impact est étudié en détail dans les chapitres suivants. Les événements extrêmes en aval de Florence et d'Hélène sont décrits ici.

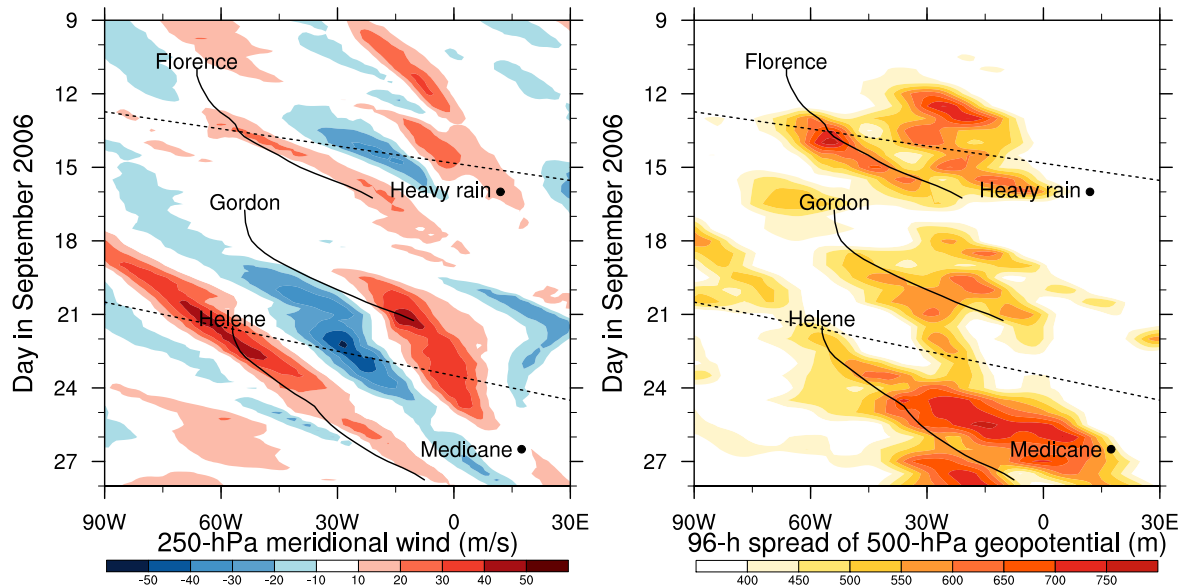


FIG. 2.2: Diagrammes de Hovmöller temps-longitude du 9 au 28 septembre 2006. A gauche : vent méridien à 250 hPa dans l'analyse du CEPMMT, mettant en évidence la propagation de deux trains d'ondes de Rossby. A droite : écart-type du géopotential à 500 hPa dans la prévision d'ensemble du CEPMMT à une échéance de 96 h, mesurant l'incertitude de la prévision. Les champs sont moyennés entre 40° N et 60° N. Les traits continus indiquent la position des ouragans Florence, Gordon et Hélène depuis le début de la recourbure vers l'est de leur trajectoire. Les points indiquent la position du premier épisode de précipitations intenses et du méditerranéen. Les lignes discontinues depuis le 12 et le 20 septembre indiquent une vitesse de propagation respective de 45° et 30° de longitude par jour, estimations des vitesses de groupe des deux trains d'ondes de Rossby. La propagation plus rapide d'un facteur 1.5 du premier train d'ondes de Rossby est cohérente avec sa longueur d'onde plus courte d'un même facteur 1.5.

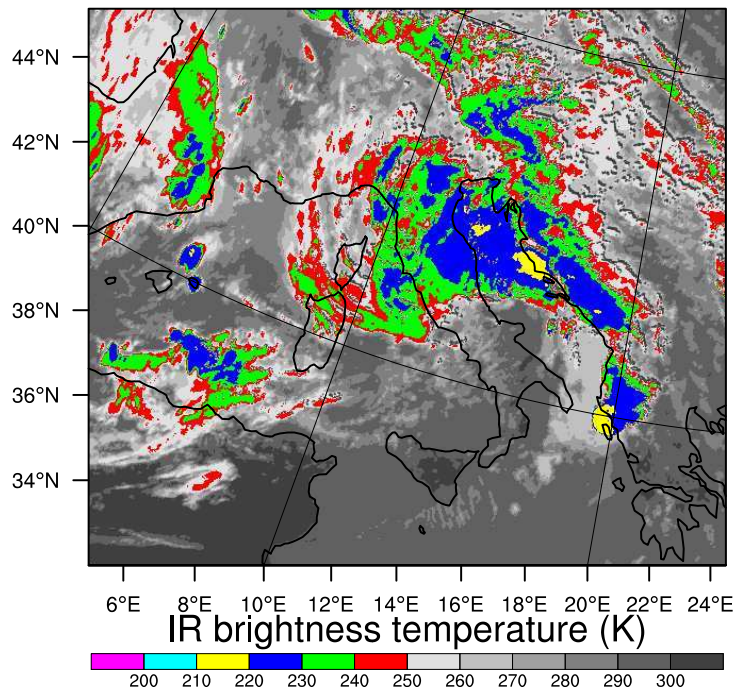


FIG. 2.3: Observation satellite infrarouge (IR) Meteosat Second Generation (MSG) le 16 septembre 2006 à 12 h UTC. Les basses températures de brillance révèlent la présence de nuages hauts, indicateurs de convection profonde.

2.1.2 Précipitations intenses en Méditerranée en aval de Florence

La Méditerranée occidentale a connu un premier épisode de précipitations intenses du 13 au 18 septembre. L'étirement de deux thalwegs d'altitude successifs a été responsable du déclenchement de ces fortes précipitations. La Corse a été particulièrement touchée le 14 septembre, avec des cumuls de pluie journaliers dépassant 400 mm sur l'est de l'île. Des inondations ont provoqué des coupures du réseau routier et nécessité l'évacuation de centaines de personnes. Les précipitations ont été forcées par un filament de tourbillon potentiel issu de l'étirement du premier thalweg d'altitude, générant un flux de sud-ouest chaud et humide en surface (*Lambert and Argence, 2008*).

Le deuxième thalweg d'altitude s'est étiré sur l'Espagne le 13 septembre, accompagné d'un front froid en surface. Il s'est séparé en goutte froide vers le nord de l'Italie le 16 septembre, favorisant une cyclogenèse de surface. La goutte froide a forcé de nouvelles précipitations orageuses (Figure 2.3) avec des cumuls journaliers dépassant 100 mm dans plusieurs pays situés autour de l'Adriatique. Elle s'est ensuite déplacée vers le nord avec la dépression de surface et a provoqué des inondations sur le sud de l'Allemagne (*Wettergefahren-Frühwarnung, 2006a*).

La formation du filament de tourbillon potentiel a eu lieu le 12 septembre et n'a donc pas pu être influencée par la transition extra-tropicale simultanée de Florence. En revanche, la formation de la goutte froide s'est produite assez tard pour avoir été influencée par le gonflement d'une dorsale pendant la transition extra-tropicale de Florence, qui a pu se propager en aval et contribuer à l'étirement du deuxième thalweg.

Les précipitations provoquées par la goutte froide dès le 16 septembre font ici l'objet d'un intérêt particulier, en raison de leur lien dynamique probable avec l'ouragan Florence.

2.1.3 Développement d'un méditerranéen en aval d'Hélène

Un nouvel épisode de précipitations intenses a touché la Méditerranée occidentale du 23 au 27 septembre. Un thalweg d'altitude a atteint l'Espagne le 23 septembre puis s'est étiré vers le Golfe de Gênes, générant une zone dépressionnaire en surface. Les cumuls de pluie journaliers ont à nouveau dépassé 100 mm sur le sud de la France le 24 septembre (*Wettergefahren-Frühwarnung*, 2006b). Le sud de l'Italie a ensuite été touché par une tempête d'une rare intensité le 26 septembre, acquérant une structure symétrique et à cœur chaud propre aux tempêtes tropicales. Le développement d'une telle tempête en Méditerranée se produit de manière exceptionnelle, avec moins d'un cas observé par année, et fait l'objet d'une grande attention au vu de son potentiel dévastateur et imprévisible. Le cas du 26 septembre 2006 a atteint avec 986 hPa la plus basse pression de surface jamais enregistrée pour une tempête de ce type (*Chaboureau et al.*, 2012).

Une tempête méditerranéenne aux caractéristiques tropicales est appelée *Medicane*, contraction de l'anglais *Mediterranean hurricane*, si elle satisfait certains critères de symétrie et de structure verticale. On introduit ici le terme **méditerranéen**, contraction d'ouragan méditerranéen, comme équivalent français du terme *Medicane*. Une tempête méditerranéenne peut être classifiée en méditerranéen même si elle n'atteint pas le seuil de vents de force ouragan à 33 m s^{-1} .

Une observation satellite le 26 septembre à 14 h 12 UTC montre l'organisation des nuages en spirale autour d'un œil, qui rappelle celle d'un cyclone tropical (Figure 2.4). Cet œil a aussi été observé entre 8 h 20 et 9 h 40 UTC au sud des Pouilles, où des observations radar au sol ont révélé une zone exempte de précipitations au centre de la tempête. Une chute puis une remontée abruptes de pression ont été enregistrées dans plusieurs stations au sol, et des vents dépassant le seuil d'un anémomètre de 40 m s^{-1} et s'inversant lors du passage de la tempête ont été mesurés. Ces observations ont confirmé les caractéristiques tropicales de la tempête, donc sa classification en méditerranéen (*Moscatello et al.*, 2008a).

Un précurseur d'altitude est souvent impliqué dans le développement d'un méditerranéen, de concert avec une instabilité convective. Dans le cas présent, une analyse numérique de la genèse du méditerranéen a montré une dépression initiale de méso-échelle formée sous le vent de l'Atlas le 24 septembre à 0 h UTC. Celle-ci s'est intensifiée en deux temps, d'abord sur le détroit de Sicile lors d'une interaction avec la convection d'un front froid, puis sur la mer Ionienne lors d'une interaction avec la convection renforcée par le relief calabrais (*Moscatello et al.*, 2008b). Des simulations du modèle WRF (Weather Research and Forecasting), avec des pas de grille de 16 et 4 km dans des domaines imbriqués, ont mis en évidence le rôle des flux de surface dans la déstabilisation de l'atmosphère, et celui du dégagement de chaleur latente dans l'intensification et la contraction de la dépression initiale.

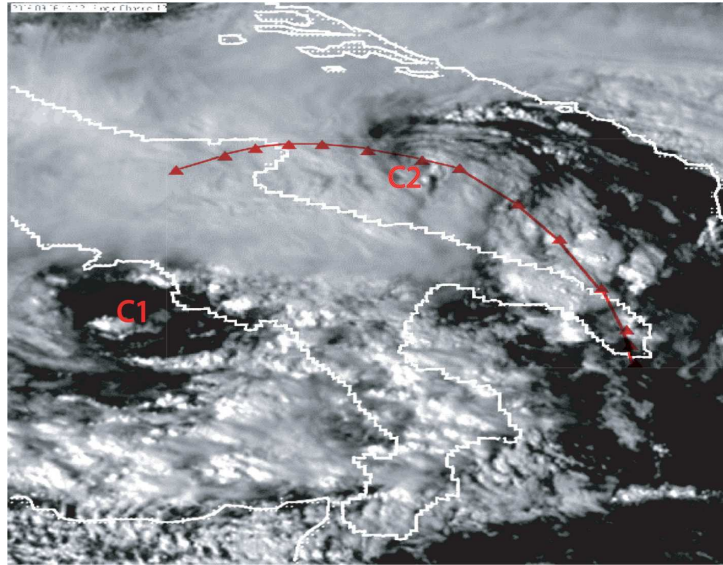


FIG. 2.4: Image satellite visible en bande large Meteosat Second Generation (MSG) le 26 septembre 2006 à 14 h 12 UTC, tirée de Moscatello et al. (2008a). Position instantanée (C2) et trajectoire (triangles) du méditerranéan autour d'un centre dépressionnaire de plus grande échelle (C1).

Récemment, le rôle d'un thalweg d'altitude a été montré dans l'intensification rapide du méditerranéan le 26 septembre (Chaboureau et al., 2012). Les prévisions opérationnelles à moyen terme avaient manqué le développement du méditerranéan, en lien avec une incertitude dans la transition extra-tropicale de l'ouragan Héléne en amont. Des simulations Méso-NH avec des pas de grille de 32, 8 et 2 km, ont été initialisées le 25 septembre à 0 h, 6 h et 12 h UTC. Quelques unes ont reproduit la transition tropicale du méditerranéan, c'est-à-dire la transformation d'un cyclone extra-tropical à cœur froid en un cyclone de type tropical à cœur chaud. Ces simulations ont illustré la dépendance aux conditions initiales du développement du cyclone, lié à sa synchronisation avec le courant-jet associé au thalweg d'altitude. Comme dans le cas de Florence, le gonflement d'une dorsale pendant la transition extra-tropicale d'Héléne a pu se propager en aval et contribuer à l'étirement du thalweg. Le méditerranéan fait ici également l'objet d'un intérêt particulier en raison de son lien dynamique probable avec l'ouragan Héléne, au même titre que les précipitations intenses en aval de Florence.

2.2 Outils de simulation numérique et d'analyse

2.2.1 Modèle Méso-NH

Méso-NH est un modèle de recherche atmosphérique, développé conjointement par le Laboratoire d'Aérodynamique (LA) et le Centre National de Recherches en Météorologie (CNRM). Il permet de représenter des phénomènes de l'échelle turbulente à l'échelle synoptique (Lafore et al., 1998). Ses équations de dynamique non-hydrostatique (NH), utilisées dans cette thèse, sont basées sur l'approximation ané-

lastique de *Durran* (1989), ce qui a l'avantage de filtrer les ondes acoustiques. En contrepartie, la perturbation de pression y est une variable diagnostique et doit être calculée à chaque pas de temps. Elle est obtenue par la résolution d'une équation elliptique par itérations successives. Le coût numérique de cette résolution croît linéairement avec le nombre de points de grille, et représente une part importante du coût numérique total du modèle.

Le modèle Méso-NH utilise plusieurs paramétrisations de phénomènes d'échelle sous-maille. Le rôle d'une telle paramétrisation est d'ajuster les variables du modèle pour simuler l'effet de phénomènes d'échelle spatiale inférieure à la résolution du modèle. Dans la représentation des processus diabatiques impliqués lors d'une transition extra-tropicale, deux phénomènes d'échelle sous-maille jouent un rôle-clé : les processus microphysiques et la convection profonde. La microphysique nuageuse est paramétrée ici avec un schéma mixte à 6 espèces, comprenant la vapeur d'eau, les gouttelettes et la glace nuageuses, la pluie, le grésil et la neige (*Pinty and Jabouille*, 1998). Le schéma de convection profonde est quant à lui déclenché lorsqu'un certain seuil d'instabilité de la colonne verticale est atteint. Il stabilise cette colonne en augmentant le gradient vertical de température, transporte des espèces microphysiques et produit des précipitations au sol.

La convection profonde nécessite une paramétrisation dans les modèles de résolution synoptique comme les modèles globaux actuels, alors qu'elle est décrite de manière explicite dans les modèles à plus haute résolution de type CRM (Cloud Resolving Model). Une zone grise subsiste entre les deux, correspondant approximativement à un pas de grille entre 5 et 10 km. Dans cette étude, le schéma en flux de masse Kain-Fritsch-Bechtold (*Bechtold et al.*, 2001) a été utilisé pour des simulations en mode régional, avec un pas de grille de 24 km. Des simulations en mode CRM ont été effectuées avec un pas de grille de 4 km. A cette résolution, l'activation du même schéma de convection profonde a peu influencé la structure des ouragans en transition extra-tropicale. Elle a par contre amélioré la description des précipitations dans d'autres structures convectives de plus petite échelle à l'intérieur du domaine de simulation. La convection peu profonde, dont la description explicite requiert un pas de grille inférieur au kilomètre, a été paramétrée dans toutes les simulations avec un schéma de diffusion turbulente et en flux de masse (*Pergaud et al.*, 2009).

En l'absence d'un système d'assimilation de données, l'initialisation du modèle Méso-NH pour un cas réel se fait à partir d'une analyse d'un modèle opérationnel. Le modèle global ARPEGE et les modèles régionaux ALADIN et AROME de Météo-France peuvent être utilisés. Le modèle global IFS du CEPMMT a été privilégié dans cette étude. Il a montré une meilleure capacité que le modèle ARPEGE à reproduire le creusement de l'ouragan Héléne au début de sa transition extra-tropicale, moment de l'initialisation du modèle Méso-NH. Par sa nature de modèle à aire limitée, Méso-NH nécessite également des analyses ou prévisions des mêmes centres opérationnels pour ses conditions aux bords. Les champs de Méso-NH sont rappelés vers les champs de couplage latéraux avec des conditions latérales de type radiatif, sans relaxation horizontale. Ils sont également rappelés vers les champs de couplage au sommet du modèle, pris suffisamment haut dans la stratosphère pour éviter toute influence

sur la dynamique troposphérique.

Les simulations de transitions extra-tropicales en mode de résolution de nuages utilisent une très grande grille horizontale, de 3072 par 1936 points. Avec 72 niveaux verticaux espacés de 60 m à la surface et de 600 m au sommet, le nombre total de points approche le demi-milliard. La résolution des équations du modèle sur un si grand nombre de points a nécessité l'utilisation d'une puissance de calcul et d'une mémoire jamais atteintes avec Méso-NH (Annexe A). Le modèle a été exécuté sur 512 nœuds du calculateur Jade du CINES (Centre Informatique National de l'Enseignement Supérieur), pourvu chacun de 8 cœurs de calcul et de 32 Go de mémoire, soit 4096 cœurs avec 16 To de mémoire. Cette performance a été atteinte grâce à la parallélisation massive du modèle Méso-NH, dont l'utilisation était limitée jusque-là en puissance de calcul par le solveur de pression et en utilisation de mémoire par l'écriture des fichiers de sortie.

2.2.2 Méthodes d'attribution

Les multiples interactions qui se produisent lors d'une transition extra-tropicale influencent à la fois le cyclone et son environnement. Une attribution de ces influences, au cyclone ou à une structure particulière de son environnement, permet de mieux comprendre ces interactions. De nombreux auteurs ont utilisé une méthode d'inversion de tourbillon potentiel par parties dans ce but (entre autres, *McTaggart-Cowan et al.*, 2001; *Agusti-Panareda et al.*, 2004; *Riemer et al.*, 2008; *Grams et al.*, 2011). Une telle méthode repose sur une hypothèse de champs équilibrés, et permet de calculer les champs tridimensionnels de vent et de température associés à une structure isolée de tourbillon potentiel (*Davis*, 1992). L'inversion de tourbillon potentiel n'étant pas implémentée dans Méso-NH, plusieurs méthodes d'attribution alternatives sont appliquées sur des sorties de modèle, ou utilisées directement dans Méso-NH.

Partition de Helmholtz

Une partition de Helmholtz peut être utilisée pour attribuer le vent dans une coupe horizontale à une structure isolée de divergence ou de tourbillon. Le vent horizontal \vec{V} est d'abord décomposé en une partie divergente et une partie rotationnelle

$$\vec{V} = \nabla\chi + \vec{k} \wedge \nabla\Psi$$

où χ est le potentiel de vitesse et Ψ la fonction de courant. Ces derniers sont liés à la divergence $\delta = \nabla \cdot \vec{V}$ et au tourbillon $\zeta = \vec{k} \cdot \nabla \wedge \vec{V}$ par des équations de Poisson

$$\nabla^2\chi = \delta, \quad \nabla^2\Psi = \zeta.$$

Le vent correspondant à une structure isolée de divergence ou de tourbillon peut ainsi être calculé par le biais du potentiel de vitesse ou de la fonction de courant, respectivement.

Le calcul de ce vent se fait par la résolution des équations de Poisson, en général par une méthode de sur-relaxation. Celle-ci requiert des conditions aux bords adéquates. Dans un domaine limité, une composante supplémentaire non-divergente et irrotationnelle du vent apparaît. Elle peut être intégrée soit au potentiel de vitesse soit à la fonction de courant (*Lynch*, 1989). Les conditions aux bords doivent donc inclure cette composante non-divergente et irrotationnelle. De manière alternative, l'équation de Poisson peut être résolue en utilisant des fonctions de Green. Cette méthode a l'avantage d'être indépendante des conditions aux bords (*Bishop*, 1996) mais elle est plus coûteuse numériquement que la méthode de sur-relaxation.

Une attribution du vent par partition de Helmholtz requiert tout d'abord une délimitation de chaque structure de divergence ou de tourbillon. Une telle attribution a par exemple été appliquée pour calculer le cisaillement vertical du vent subi par un cyclone tropical en formation (*Davis et al.*, 2008a). Quand les structures ne sont pas isolées mais se mélangent, toute délimitation devient arbitraire. Cette méthode connaît donc des limites lorsqu'elle est appliquée à une transition extra-tropicale, lors de l'intrusion de tourbillon du thalweg d'altitude dans le cyclone. Une méthode d'inversion de tourbillon potentiel requiert aussi une délimitation et est donc également limitée dans cette situation. Elle a par contre l'avantage d'être tridimensionnelle, alors qu'une attribution par partition de Helmholtz ne s'applique qu'à une coupe horizontale du vent. Pour pallier ce défaut, la partition de Helmholtz est appliquée ici au vent intégré verticalement dans la tropopause, incluant ainsi des structures de basses et de hautes couches en interaction.

Filtrage d'un cyclone

Le filtrage d'un cyclone à l'initialisation d'une simulation permet de modéliser l'évolution qu'aurait connu la circulation des latitudes moyennes sans transition extra-tropicale. Une méthode de filtrage et de déplacement de cyclones tropicaux a été implémentée dans Méso-NH (*Nuissier et al.*, 2005). Elle est basée sur l'approche de *Kurihara et al.* (1993), également utilisée par *Klein et al.* (2002) pour mesurer l'importance de la présence d'un cyclone à l'aube de sa transition extra-tropicale. Seul le filtrage est appliqué ici. Il est décomposé en quatre étapes : l'isolement des champs environnementaux, la définition du centre cyclonique, la définition du rayon du cyclone et l'extraction des champs du cyclone. Le filtrage originel des champs de vent, de température et de pression de surface a été étendu ici au champ d'humidité. La forte anomalie d'humidité associée à un cyclone tropical peut en effet suffire au déclenchement de la convection profonde et à une nouvelle cyclogenèse.

Les champs environnementaux sont d'abord isolés par un filtre basse-bas de Barnes (*Kurihara et al.*, 1993). Cet isolement est sensible à la bande passante du filtre : une bande passante trop étroite élimine le cyclone, alors qu'une bande passante trop large conserve en partie l'environnement. Une demi-largeur de filtre optimale a été trouvée à 1500 km. Le centre cyclonique est ensuite défini par le point où le module de vent du cyclone est minimal. Cette définition est appliquée au sommet de la couche limite, et est peu sensible à l'altitude particulière utilisée. Le rayon du cyclone est dé-

fini à cette même altitude par un seuil de vent azimutal. Il peut différer dans chaque direction azimutale afin de prendre en compte l'asymétrie du cyclone. Les champs du cyclone sont finalement extraits dans chaque direction azimutale à l'aide d'une fonction de ce rayon, cylindrique et lisse.

Résolution de l'équation ω généralisée

La dynamique des modèles globaux est basée sur l'hypothèse hydrostatique, qui ne permet pas de calculer explicitement le vent vertical. La résolution de l'équation ω est couramment utilisée pour estimer les mouvements verticaux à partir de prévisions synoptiques. Son application à des champs de Méso-NH permet quant à elle d'interpréter les mouvements verticaux calculés explicitement par le modèle. Dans sa forme classique dérivée de l'hypothèse quasi-géostrophique, la vitesse verticale $\omega = dp/dt$ est liée au géopotential Φ et au vent géostrophique $\vec{V}_g = \frac{1}{f_0} \vec{k} \wedge \nabla \Phi$ par

$$\left(\nabla^2 + \frac{f_0^2}{\sigma} \frac{\partial^2}{\partial p^2} \right) \omega = \frac{f_0^2}{\sigma} \frac{\partial}{\partial p} \left[\vec{V}_g \cdot \nabla \left(\frac{1}{f_0} \nabla^2 \Phi + f \right) \right] + \frac{1}{\sigma} \nabla^2 \left[\vec{V}_g \cdot \nabla \left(-\frac{\partial \phi}{\partial p} \right) \right]$$

où f_0 est le paramètre de Coriolis et σ la stabilité statique (Holton, 1979). Les deux termes de droite représentent l'advection différentielle de tourbillon avec l'altitude et l'advection de température. Une advection différentielle positive de tourbillon, typiquement en aval d'un thalweg en moyenne troposphère, ou une advection positive de température, typiquement dans une région d'advection chaude en basse troposphère, forcent des mouvements ascendants.

Plusieurs variantes de cette équation sont répandues. Certaines sont exprimées en fonction d'un vecteur \vec{Q} , qui regroupe les deux termes parfois contradictoires de forçage dynamique. D'autres intègrent deux termes additionnels de forçage par la friction différentielle et le chauffage diabatique. Une équation ω incluant ces deux variantes généralise l'équilibre quasi-géostrophique originel par l'équilibre alternatif de Davies-Jones (1991), mieux adapté aux mouvements de méso-échelle (Mallet et al., 1999). Cette équation a été développée pour illustrer les effets du chauffage diabatique sur une cyclogenèse extra-tropicale en Atlantique Nord. Un algorithme de résolution par sur-relaxation, développé dans le cadre de cette étude, est utilisé ici. Sa convergence est sensible à la taille du domaine et aux conditions latérales. Le terme de chauffage diabatique est issu du schéma microphysique et du schéma de convection profonde dans le modèle. Le terme de friction différentielle est jugé négligeable sur mer et est omis.

2.2.3 Observations satellite

Plusieurs types d'observations satellite passives sont utilisées pour l'étude ou la prévision opérationnelle de cyclones tropicaux. Les plus classiques sont les observations infrarouges issues de satellites géostationnaires. Un réseau de quelques satellites suffit à couvrir l'essentiel du globe, à l'exception des régions polaires, de ma-

nière continue et avec une haute résolution spatiale d'échelle kilométrique¹. Les observations infrarouges dans un canal fenêtre vers $11 \mu\text{m}$ délivrent une température de brillance qui correspond à la température des nuages ou de la surface en ciel clair. Ces observations permettent non seulement de détecter une couverture nuageuse mais aussi de déterminer son altitude. En particulier, des températures de brillance inférieures à 230 K indiquent la présence de nuages hauts et potentiellement de convection profonde (*Söhne et al.*, 2008).

La convection profonde des cyclones tropicaux peut être diagnostiquée avec une plus grande fiabilité par des observations micro-ondes. Ces observations sont issues de satellites héliosynchrones, en orbite basse. Par rapport aux observations infrarouges, elles souffrent à la fois d'une résolution temporelle lacunaire, un passage par jour aux tropiques, et d'une plus faible résolution spatiale en raison de leur longueur d'onde plus longue. L'instrument AMSU-B (Advanced Microwave Sounding Unit), embarqué sur la constellation de satellites NOAA K (15), L (16) et M (17) pour augmenter sa fréquence d'observations, a une résolution de 16 km au nadir. Deux canaux à 90 et 150 GHz indiquent la présence de convection profonde par une faible température de brillance inférieure à 200 K, signe d'une diffusion par des hydrométéores précipitants en phase solide (*Laviola and Levizzani*, 2011). Une faible température de brillance peut également être due à la faible émissivité de surface de l'océan, surtout à 90 GHz. L'instrument SSM/I (Special Sensor Microwave Imager) élimine cette ambiguïté par la combinaison de deux polarisations à 85 GHz, mais sa couverture est trop éparse pour le suivi d'un cyclone tropical.

La combinaison d'observations micro-ondes dans plusieurs canaux de fréquence permet de dériver des variables utilisées par les modèles météorologiques. Une dérivation de la colonne de vapeur d'eau est par exemple intégrée dans l'assimilation de données opérationnelle. Plusieurs algorithmes combinant les trois canaux de l'instrument AMSU-B à 183 GHz, situés à une fréquence d'absorption de la vapeur d'eau, sont utilisés ici pour valider les simulations Mésos-NH. L'algorithme 183-WSL (Water vapour Strong Lines) de *Laviola and Levizzani* (2011) restitue un taux de pluie. Il permet de valider le champ de précipitations du modèle sur l'océan, où aucune mesure directe n'est envisageable. L'algorithme UTH (Upper Tropospheric Humidity) de *Buehler and John* (2005) est quant à lui utilisé pour valider l'humidité relative du modèle entre 6 et 8 km d'altitude. Il permet de détecter une incursion d'air stratosphérique, de manière équivalente à une observation géostationnaire en canal vapeur d'eau vers $6.3 \mu\text{m}$.

Le second diagnostic de validation requiert une approche qui consiste à reproduire les observations satellite à partir des champs du modèle. L'algorithme de transfert radiatif RTTOV (Radiative Transfer for the Tiros Operational Vertical sounder, *Saunders et al.*, 2005) est implémenté dans Mésos-NH pour simuler des températures de brillance en micro-ondes et en infrarouge. Ces températures de brillance peuvent ensuite être combinées pour calculer des diagnostics avancés tels que l'UTH. *Chaboureau et al.* (2012) ont utilisé cette approche modèle-vers-satellite pour valider

¹Des archives de températures de brillance en infrarouge fusionnées mondialement sont disponibles en libre téléchargement sur le site Mirador de la NASA (National Aeronautics and Space Administration) <http://mirador.gsfc.nasa.gov/>

des simulations Méso-NH à court terme du méditerranéen en aval d'Hélène le 26 septembre 2006. Plusieurs diagnostics de convection profonde y ont été appliqués, dont l'algorithme DCT (Deep Convection Threshold) basé sur la combinaison des trois canaux AMSU-B à 183 GHz. Ce même diagnostic appliqué à l'ouragan Hélène pendant sa transition extra-tropicale s'est révélé équivalent à un seuil à 200 K de la température de brillance à 150 GHz.

2.2.4 Prévisions d'ensemble

La précision d'une prévision déterministe est limitée par le caractère chaotique de la dynamique de l'atmosphère. Une petite erreur initiale peut croître de manière non-linéaire jusqu'à rendre une prévision inutilisable à long terme. Une prévision d'ensemble tire parti de cette croissance non-linéaire par la perturbation contrôlée des conditions initiales, en accord avec l'incertitude des observations. La dispersion au sein d'une prévision d'ensemble donne ainsi une indication de la fiabilité d'une prévision déterministe. Dans une situation à faible prévisibilité, comme c'est le cas en aval d'une transition extra-tropicale, une prévision d'ensemble peut développer des scénarios alternatifs à celui de la prévision déterministe. Cet atout est particulièrement utile à la prévision d'un événement extrême, dont la présence dans quelques membres d'un ensemble peut suffire à alerter un prévisionniste.

Plusieurs techniques de perturbation des conditions initiales sont utilisées dans les centres opérationnels. Au CEPMMT, l'initialisation de la prévision d'ensemble est basée depuis son introduction en 1992 sur la méthode des vecteurs singuliers (se référer à *Leutbecher and Palmer, 2008*, pour une description détaillée). Les vecteurs singuliers sont les vecteurs propres du modèle linéarisé qui connaissent la plus forte croissance. Ils sont calculés à court terme, sur 48 h, afin de vérifier l'hypothèse linéaire. Leur croissance est optimisée en fonction de leur énergie totale intégrée dans toute l'atmosphère, donnée par la métrique

$$E = \frac{1}{2} \int_{p_0}^{p_1} \int_S \left(u^2 + v^2 + \frac{c_p}{T_r} T^2 \right) dp ds + \frac{1}{2} R_d T_r p_r \int_S (\ln p_{sfc})^2 ds$$

où u , v , T et p_{sfc} sont les perturbations des composantes zonale et méridienne du vent, de la température et de la pression de surface. c_p , R_d , T_r et p_r sont la chaleur spécifique à pression constante et la constante de gaz de l'air sec, une température et une pression de référence. Les perturbations initiales sont obtenues par la combinaison aléatoire de 50 vecteurs singuliers extra-tropicaux par hémisphère, provenant du modèle linéarisé adiabatique. En présence d'un cyclone tropical, y compris en transition extra-tropicale, 5 vecteurs singuliers du modèle linéarisé diabatique s'y ajoutent. Les perturbations sont ensuite appliquées par couple positif-négatif.

La prévision d'ensemble est une source riche d'informations sur l'évolution d'une situation météorologique, mais cette richesse a un prix. Elle nécessite d'abord des ressources importantes de calcul. Pour les limiter, la grille est en général réduite dans la prévision d'ensemble. En 2006, la prévision d'ensemble du CEPMMT était exécutée à la résolution horizontale T399 (50 km) sur 62 niveaux verticaux pour une prévision

déterministe exécutée à la résolution T799 (25 km) sur 91 niveaux verticaux. Ces résolutions horizontales ont été augmentées début 2010 à T1279 (16 km) et T639 (32 km), respectivement. Un autre prix à payer vient de la profusion d'informations de la prévision d'ensemble. Une analyse individuelle de la totalité des membres de l'ensemble est impossible. La moyenne et l'écart-type de l'ensemble sont souvent utilisés pour synthétiser l'information complète. La moyenne de la prévision d'ensemble est souvent plus proche de l'observation qu'une unique prévision déterministe, et l'écart-type de l'ensemble est une mesure de son incertitude. Ces paramètres simples sont cependant basés sur l'hypothèse d'une distribution unimodale. Quand plusieurs scénarios sont représentés dans la prévision d'ensemble, ils perdent leur sens.

Un regroupement des membres par scénario est alors plus pertinent. Dans le cadre d'une transition extra-tropicale, *Harr et al.* (2008) ont proposé une méthode d'agrégation des membres basée sur le champ de température potentielle à la tropopause dynamique. La variabilité de petite échelle est d'abord filtrée par la projection de chaque membre sur les deux premières composantes principales de l'ensemble. Les membres sont ensuite classés en un nombre prédéfini de groupes à l'aide d'un algorithme itératif d'agrégation aléatoire, d'après une norme de distance entre les membres. Cette approche est appliquée ici pour analyser différents scénarios dans la prévision d'ensemble du CEPMMT. Après filtrage de leur variabilité de petite échelle, les membres de l'ensemble sont regroupés par une méthode de classification hiérarchique ascendante. Par rapport à l'agrégation aléatoire, cette méthode ne permet pas aux membres de changer de groupe au cours du processus itératif d'agrégation, mais elle ne requiert aucune définition a priori des groupes. L'algorithme de classification provient d'une étude de systèmes nuageux en Méditerranée (*Chaboureau and Claud, 2006*).

Chapitre 3

Transition extra-tropicale d'Hélène

3.1 Présentation de l'article

Les processus diabatiques jouent un rôle important dans l'interaction d'un cyclone tropical avec un train d'ondes de Rossby (*Agusti-Panareda et al.*, 2004; *Grams et al.*, 2011). Ils ont donc un impact sur tout développement en aval lié à la propagation du train d'ondes. Ces processus sont décrits par des paramétrisations de la convection profonde et de la microphysique dans les modèles globaux et régionaux utilisés par la plupart des études de transitions extra-tropicales. Dans ces modèles, l'incertitude à la prévision trouve son origine dans la circulation de sortie du cyclone et les précipitations sur son front chaud, entretenues par des processus diabatiques (*Torn*, 2010; *Anwender et al.*, 2010; *Lang et al.*, 2012). Dans l'une des rares études utilisant un CRM, *Davis et al.* (2008b) ont mis en avant la paramétrisation de la convection profonde comme une potentielle source d'incertitude dans la modélisation d'une transition extra-tropicale.

L'apport d'une augmentation de résolution horizontale, permettant une description explicite de la convection profonde, est étudié ici dans le cas de la transition extra-tropicale de l'ouragan Hélène. Ce cas est choisi en raison de la mauvaise performance du modèle global du CEPMMT, prédisant une mauvaise trajectoire de l'ouragan et manquant le développement du méditerranéen en aval. Des simulations avec le modèle Méso-NH sont comparées entre deux configurations différentes, en mode régional et en mode CRM, avec des pas de grille respectifs de 24 et 4 km. Elles sont effectuées sur un domaine s'étendant du Pacifique Nord-Est à la Méditerranée occidentale afin d'englober le train d'ondes de Rossby dans sa totalité. Le train d'ondes interagit d'abord avec Hélène puis mène au développement du méditerranéen.

La forte activité diabatique d'Hélène est montrée pendant sa transition extra-tropicale. Le chauffage diabatique maintient des mouvements verticaux importants au nord d'Hélène en réponse à un faible forçage dynamique, avec de la convection droite proche du cyclone et de la convection oblique sur un front chaud. Il en résulte l'advection d'air à faible tourbillon potentiel, issu du chauffage diabatique, par la circulation divergente de sortie d'Hélène. Cette advection prévient la superposition d'un thalweg en amont d'Hélène et gonfle une dorsale en aval, modifiant ainsi le train d'ondes de

Rossby. Le filtrage d'Hélène à l'initialisation de la simulation provoque une évolution très différente du train d'ondes de Rossby. Sans la présence d'Hélène, le déferlement du train d'ondes sur l'Atlantique Nord est anticipé, puis une dorsale sur l'Europe remplace le thalweg nécessaire au développement du méditerranéen.

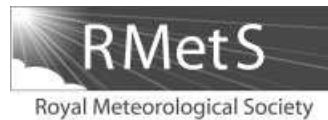
Un impact important d'une augmentation de la résolution horizontale sur l'activité diabatique est ainsi attendu puisqu'elle permet une description explicite de la convection profonde. Or, la quantité et la structure de précipitations ne sont que faiblement affectées par cette augmentation de résolution. La description du train d'ondes de Rossby en aval n'est pas améliorée et le méditerranéen ne se développe pas non plus. En revanche, l'augmentation de la résolution horizontale permet d'améliorer singulièrement la description de la trajectoire du cyclone à la fin de la transition extra-tropicale. Grâce à sa bonne synchronisation avec le train d'ondes de Rossby, Hélène est correctement entraînée vers le nord-ouest dans la simulation en mode CRM. Sa trajectoire bifurque par contre vers le sud-est dans une simulation en mode régional, en raison d'un retard d'Hélène ajouté à une avance du train d'ondes de Rossby.

L'étude de la transition extra-tropicale d'Hélène relève surtout le rôle du train d'ondes de Rossby. En plus de déterminer la trajectoire d'Hélène par leur synchronisation, le train d'ondes est apparemment à l'origine de trois réintensifications successives et régulières de l'ouragan, selon un rythme quasi diurne. L'étirement et l'enroulement de trois filaments de tourbillon potentiel du train d'ondes coïncide ainsi avec les trois réintensifications de l'ouragan. Bien qu'un forçage dynamique par les trois filaments ne soit pas prouvé, leur étirement selon le même rythme quasi diurne avec ou sans la présence d'Hélène suggère qu'ils sont à l'origine des réintensifications. La présence d'Hélène est néanmoins nécessaire aux trois réintensifications successives puisque le filtrage d'Hélène empêche un nouveau développement extra-tropical. Le rôle du train d'ondes de Rossby est finalement étendu en aval par la propagation rapide d'erreurs de simulation avec sa vitesse de groupe menant à l'absence du méditerranéen.

Les processus diabatiques ont donc bien joué un rôle important lors de la transition extra-tropicale d'Hélène, à la fois pour trois réintensifications de l'ouragan et pour la dynamique du train d'ondes de Rossby et son développement en aval. Contrairement aux attentes, la description de ces processus diabatiques et de leur impact est similaire dans des simulations en mode régional et en mode CRM. La transition extra-tropicale d'Hélène a été plus sensible à la dynamique de grande échelle, liée au train d'ondes de Rossby, qu'à la dynamique de fine échelle liée à l'ouragan lui-même.

3.2 On the role of a Rossby wave train during the extratropical transition of hurricane Helene (2006)

Article accepté le 19 avril 2012 par le Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society.



On the role of a Rossby wave train during the extratropical transition of hurricane *Helene* (2006)

F. Pantillon,^{a*} J.-P. Chaboureaux,^a C. Lac^b and P. Mascart^a

^aLaboratoire d'Aérodynamique, Université de Toulouse and CNRS, Toulouse, France

^bCNRM-GAME, Météo-France and CNRS, Toulouse, France

*Correspondence to: F. Pantillon, Laboratoire d'Aérodynamique, Observatoire Midi-Pyrénées, 14 avenue Edouard Belin, 31400 Toulouse, France. E-mail: florian.pantillon@aero.obs-mip.fr

Three successive interactions of hurricane *Helene* (2006) with a Rossby wave train during the extratropical transition of *Helene* over the North Atlantic were investigated. Numerical experiments were performed with different horizontal resolutions and configurations, over a domain that stretches from the eastern Pacific to the Western Mediterranean to encompass *Helene* and the whole Rossby wave train. In particular, a cloud-resolving run offered an explicit representation of strong diabatic effects involved in the three successive interactions.

While the circulation and moisture anomaly of *Helene* were essential to its own reintensification, it is shown that the Rossby wave train played an important role in the track and intensity of *Helene* and in explosive cyclogenesis downstream. First, the Rossby wave train steered *Helene* in such a way that a small difference in phasing resulted in large errors in the track of *Helene*. Only a run at kilometre scale was able to correctly forecast the 5-day track of *Helene*. Second, through the formation of three filaments, the Rossby wave train created a quasi-diurnal cycle in the intensity of *Helene*. *Helene* responded with strong diabatic activity that prevented the superposition of an upstream trough and enhanced a downstream ridge. Finally, model errors in the outflow of *Helene* propagated downstream with the group speed of the Rossby wave train, leading to the loss of predictability of a tropical-like cyclone over the Mediterranean. This study suggests that, in addition to the horizontal resolution, uncertainty from the model microphysics and from initial conditions need to be characterized to improve mid-range forecast downstream from an extratropical transition. Copyright © 2012 Royal Meteorological Society

Key Words: extratropical transition; Rossby wave train; mesoscale modelling; horizontal resolution; diabatic processes; downstream predictability

Received 2 February 2012; Revised 13 April 2012; Accepted 19 April 2012; Published online in Wiley Online Library

Citation: Pantillon F, Chaboureaux J-P, Lac C, Mascart P. 2012. On the role of a Rossby wave train during the extratropical transition of hurricane *Helene* (2006). *Q. J. R. Meteorol. Soc.* DOI:10.1002/qj.1974

1. Introduction

When moving into the mid latitudes, a tropical cyclone (TC) experiences a so-called extratropical transition (ET), which involves complex interactions of the TC with a pre-existing mid-latitude baroclinic zone (for a review, see Jones *et al.*, 2003). Klein *et al.* (2000) developed a conceptual

model of ET in two stages. During the transformation stage, the TC weakens because of decreasing sea surface temperature and increasing vertical shear. The advection of dry air into the western quadrant of the TC and slantwise ascent in its eastern quadrant result in an asymmetric distribution of clouds and precipitation. The TC may then enter a reintensification stage by deepening as an extratropical cyclone.

The presence of an upper-level trough often plays an important role during ET. The trough can impact both the reintensification and the track of the transitioning TC (Harr *et al.*, 2000). For instance, McTaggart-Cowan *et al.* (2001) found that the deepening of hurricane *Earl* (1998) during its ET was driven by an upstream trough, while the characteristics of the TC played only a second role. In contrast, the rapid reintensification of *Danielle* (1998) required the presence of the TC circulation and moisture anomaly (McTaggart-Cowan *et al.*, 2004). By displacing the TC in ET forecasts, Klein *et al.* (2002) showed that the phasing of the upper-level trough with the TC was critical for the reintensification. The phasing required the superposition of upper-level divergence, mid-level positive vorticity advection and low-level warm advection as in the classical Pettersen type-B conceptual model. A further demonstration was given by Ritchie and Elsberry (2007) with numerical experiments in which the distance between the TC and the trough was changed: the closer the TC was to the trough, the stronger was the reintensification.

The TC in turn impacts the upper-level mid-latitude circulation through diabatic processes that redistribute potential vorticity (PV) locally. Agusti-Panareda *et al.* (2004) illustrated that the outflow of the transitioning cyclone *Irene* (1999) modified an upper-level baroclinic wave over the North Atlantic. Strong diabatic heating maintained a broad negative PV anomaly at upper levels that delayed the interaction of the TC with an upstream trough and enhanced a downstream jet. This modification of the baroclinic wave propagated further downstream and triggered a surface cyclogenesis over the Bay of Biscay. These results were confirmed in idealized simulations, where the delayed interaction between the TC and the upper-level pattern promoted their phase-locking (Riemer *et al.*, 2008). Recently, Grams *et al.* (2011) investigated several warm conveyor belts associated with the ET of *Hanna* (2008) and an upstream extratropical cyclogenesis over the North Atlantic. They showed the key role of diabatic processes in locally modifying the upper-tropospheric wave guide that subsequently triggered Mediterranean cyclogenesis a few days later.

Such downstream impact of TC during ET has been the focus of recent studies. Based on idealized simulations, Riemer and Jones (2010) showed how the cyclonic circulation and the divergent outflow of a TC amplified a ridge–trough couplet at upper levels. This amplification quickly propagated as a Rossby wave train and enhanced surface cyclogenesis downstream. In an alternative framework, Harr and Dea (2009) conducted local eddy kinetic energy analyses on four cases of ET over the western North Pacific. Downstream development was enhanced when the TC phased with an upstream trough. Harr *et al.* (2008) and Anwender *et al.* (2008) analysed ensemble forecasts over the western North Pacific and the North Atlantic. They found a systematic increase in the ensemble spread after ET events, confirmed by Keller *et al.* (2011) in a multimodel ensemble. Such an enhanced spread yielded different scenarios in the reintensification of the TC, associated with the amplitude and shift of an upper-level trough–ridge–trough pattern interacting with the TC. The ensemble spread propagated downstream with the group speed of a Rossby wave train and reduced the downstream predictability.

The role of a Rossby wave train during the ET of *Helene* (2006) over the North Atlantic is investigated here. Previous

studies have underlined the importance of diabatic processes during this ET. In an early phase, Davis *et al.* (2008) found a strong diabatic response to quasi-geostrophic forcing that allowed strong ascents. The vertical mass flux increased proportionally to the vertical shear when *Helene* approached an upper-level trough. Lang *et al.* (2012) emphasized the role of moist processes on the downstream predictability during both the mature tropical phase and the ET of *Helene*. When taken into account for computing singular vectors in the vicinity of *Helene*, moist processes increased the downstream spread in ensemble forecasts. Chaboureau *et al.* (2012) further remarked the poor skill of deterministic forecasts for Europe during the ET of *Helene*. These forecasts missed the explosive downstream development of a surface cyclone into a tropical-like storm over Italy, described as a medicane (Mediterranean hurricane). No study has yet detailed the ET of *Helene* and its unusual triple interaction with a Rossby wave train.

The present study focuses on the diabatic effects involved in the ET. For this purpose, numerical experiments were performed for 5 days on a very large domain encompassing the Rossby wave train. They were aimed at describing both the interaction of the Rossby wave train with *Helene* and its downstream impact on the Mediterranean. In particular, a simulation was run at kilometre scale to examine the sensitivity of the ET to the explicit representation of cloud systems over the whole domain. The role of the Rossby wave train in the successive reintensifications was investigated, as was the influence of feedback from *Helene* on the upper-level circulation. Attribution methods were applied in order to distinguish *Helene* from its ambient flow. They allowed us to explore the respective roles of the Rossby wave train and *Helene* during the ET. The downstream propagation of model uncertainties with the Rossby wave train was also examined, paying a particular attention to the rapid development of the medicane.

Section 2 gives an overview of the ET of *Helene* based on analyses and satellite observations. Section 3 presents the numerical experiments and the attribution methods. Results of the simulations for the evolution of *Helene* are given and assessed against satellite observation in section 4. The role of the Rossby wave train on both the intensity and the track of *Helene* is examined in section 5. An analysis of the diabatic impact of *Helene* on the Rossby wave train and of the error propagation is carried out in section 6. Section 7 concludes the paper.

2. Overview of the ET of *Helene*

Helene was a major hurricane of the North Atlantic 2006 season that developed from an African easterly wave on 11 September (Schwendike and Jones, 2010). It became a hurricane at 1200 UTC 16 September and reached its peak intensity at 0600 UTC 18 September with a surface wind speed of 105 kt (54 m s^{-1}), attaining category 3 in the Saffir–Simpson scale. *Helene* then weakened until it started to recurve over the West Atlantic late on 21 September, and was officially declared extratropical at 1800 UTC 24 September (Franklin and Brown, 2008).

Figure 1 illustrates the evolution of *Helene* during and after its ET, with analyses from the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) and infrared (IR) satellite observations every 36 h (merged from all available geostationary satellites). At 0000 UTC

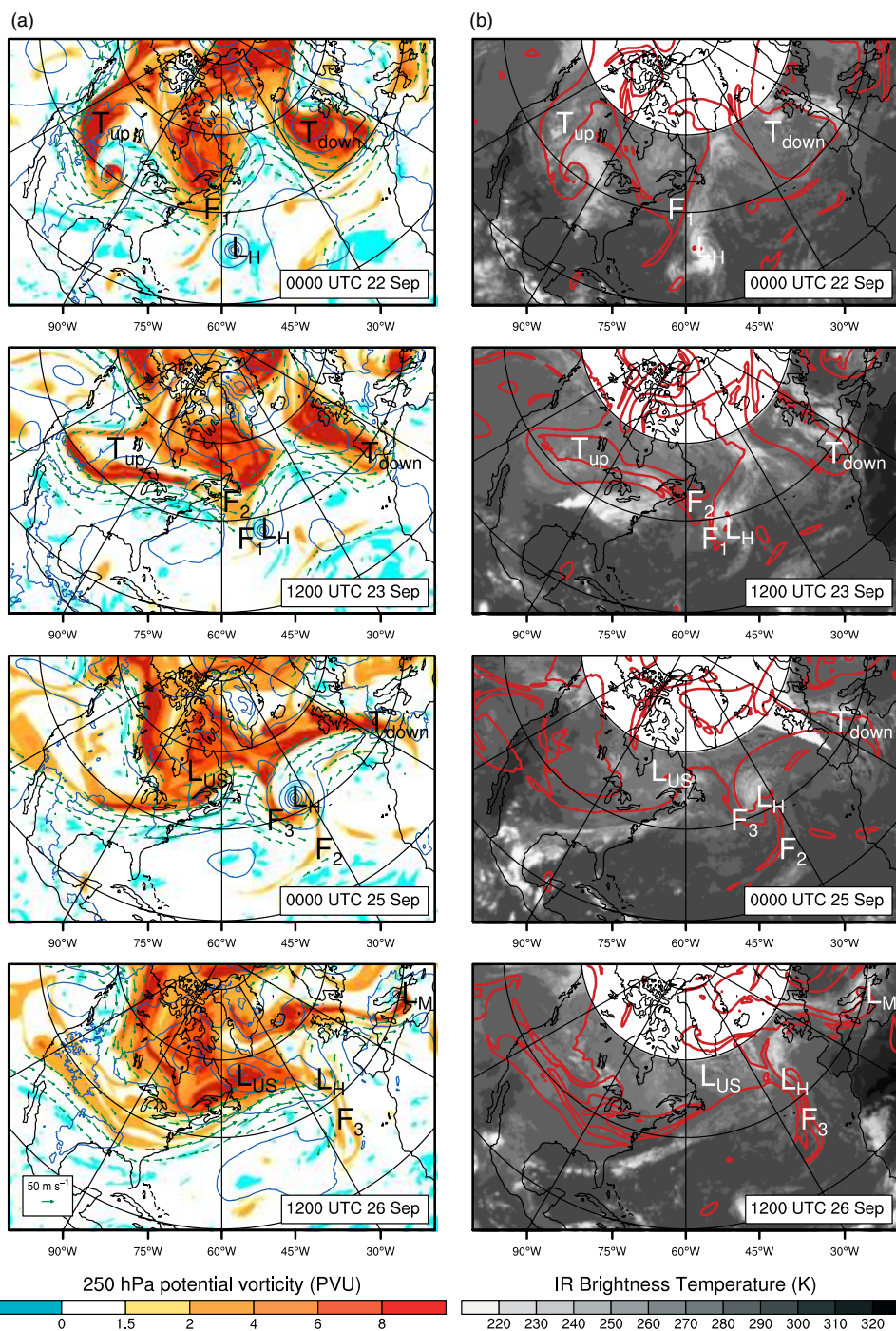


Figure 1. (a) 250 hPa potential vorticity (shading, $1 \text{ PVU} = 10^{-6} \text{ K m}^2 \text{ kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$), 250 hPa wind (vectors over 30 m s^{-1}) and mean sea-level pressure (MSLP) (contours every 10 hPa) from the ECMWF analysis. (b) Globally merged IR brightness temperature (shading, K) and 250 hPa potential vorticity (contour at 2 PVU). Labels mark the position of *Helene* (L_H), the US low (L_{US}), the Medicanne (L_M), upper-level troughs (upstream (T_{up}) and downstream (T_{down})), and three PV filaments (F_1 , F_2 and F_3). This figure is available in colour online at wileyonlinelibrary.com/journal/qj

22 September, *Helene* (L_H) was approaching an upper-level trough of a pronounced North Atlantic Rossby wave train (hereafter RWT) extending below 40°N . A PV filament (hereafter F_1) started elongating from this trough and soon interacted with *Helene*. The cloud pattern of *Helene* developed an asymmetry, revealed by a clear-sky area in the IR observation. An upper-level trough (hereafter T_{up}) upstream of RWT broke onto the central USA, creating a broad surface cyclogenesis.

At 1200 UTC 23 September, filament F_1 had wrapped cyclonically around *Helene*, and a second PV filament (hereafter F_2) was elongating from the same upper-level

trough as F_1 . *Helene* was located in the right-entrance region of a jet streak. Their phasing favoured the reintensification of *Helene* and enhanced the jet streak. The jet streak advected low-PV air from the outflow of *Helene* into the downstream ridge and the cloud pattern of *Helene* resembled a frontal system. The surface cyclone over the central USA had filled up and strong thunderstorms had developed along a remaining frontal line. At upper levels, remnants of the upstream trough T_{up} were joining filament F_2 , while a downstream trough (hereafter T_{down}) of RWT was elongating towards the Iberian Peninsula, blocked on its eastern flank.

At 0000 UTC 25 September, *Helene* reached a minimum in its surface pressure and ended its ET. A third PV filament (hereafter F_3) was wrapping cyclonically around *Helene*, whereas the remnants of filament F_2 had been advected southwards. The building of the downstream ridge was more evident and contributed to the further elongation of the downstream trough T_{down} . The latter led to surface cyclogenesis over the Western Mediterranean Sea, as well as over the lee side of the Atlas Mountains. Meanwhile, a new cyclone (hereafter L_{US}) formed over the northeastern USA at the head of the thunderstorm line. It deepened over eastern Canada because of a baroclinic interaction with the upper level and built a new ridge upstream of *Helene*. *Helene* became secondary to L_{US} and the associated ridge later contributed to the elongation of F_3 . Such a feature was also described by Grams *et al.* (2011) in the case of *Hanna* (2008).

At 1200 UTC 26 September, *Helene* was filling as an extratropical cyclone off the European coasts, while its cloud cover was dissipating. Its interaction with RWT was finished and filament F_3 had been advected southwards. The US cyclone L_{US} and its cloud cover were also dissipating over the Labrador Sea. The RWT had become more zonal over the western Atlantic. Increasing cyclonic activity was found over the Mediterranean only, where T_{down} had turned into a PV streamer and wrapped cyclonically around a surface low located over the Gulf of Genoa. Through an interaction with this PV streamer (Chaboureau *et al.*, 2012), a smaller-scale surface low had developed into a medicane (L_{M}).

A cyclone phase space diagram (Hart, 2003) depicts the structural evolution of *Helene* during its ET (Figure 2). Using the storm-motion-relative thickness and the thermal wind between 900 and 600 hPa, this diagram discriminates between a tropical symmetric warm-core cyclone and an extratropical asymmetric cold-core cyclone. It further encompasses hybrid cyclones like transitioning hurricanes and secluded extratropical lows.

Helene lost its tropical symmetry on 22 September, when the lower-tropospheric thickness asymmetry exceeded the standard threshold of 10 m. Based on this diagnostic, 22 September was taken as the beginning of the ET of *Helene*. This day marked the beginning of interactions of *Helene* with the RWT and of the transformation of its cloud pattern. It was also when the size of *Helene* started to increase, as expected during an ET: its mean radius of gale-force winds grew from 428 km at 0000 UTC 22 September to 669 km at 0000 UTC 25 September. The maximum surface wind weakened as a consequence of this spatial extension of *Helene*.

From 0000 UTC 22 September onwards, the asymmetry of *Helene* slowly increased. Three steps were observed during the successive interactions of *Helene* with the three PV filaments F_1 , F_2 and F_3 , until the asymmetry vanished suddenly after 0000 UTC 25 September. *Helene* maintained a warm core during these 3 days, not only at low levels (Figure 2) but through the whole troposphere (not shown). These tropical characteristics of low asymmetry and deep warm core are not typical for an ET (Hart, 2003). A persistent warm core has been noted in other cases of ET. McTaggart-Cowan *et al.* (2003) distinguished the baroclinic reintensification of *Earl* (1998) from the tropical reintensification of *Danielle* (1998). Both developed a warm core during ET, *Earl* from a warm seclusion and *Danielle* from its tropical environment. Additional cyclone

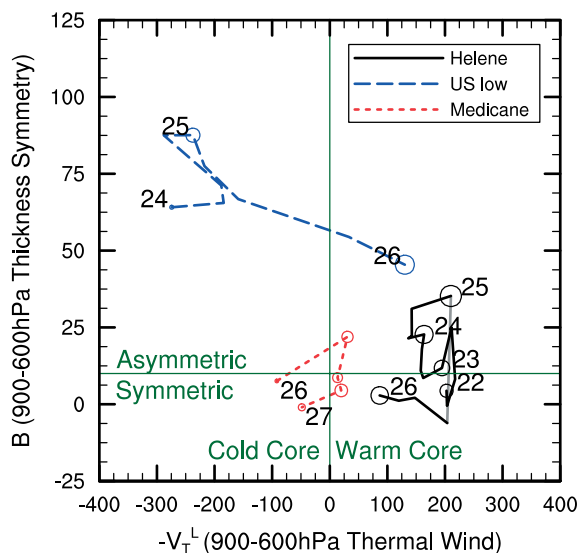


Figure 2. Cyclone phase space diagram from 6-hourly ECMWF analyses for *Helene*, the US low and the Medicane. Days are given at 0000 UTC in September 2006. The radii of circles are proportional to the mean radii of gale-force winds at 925 hPa. This figure is available in colour online at wileyonlinelibrary.com/journal/qj

phase space diagrams reveal that *Helene* differs from these two cases in the sense that it maintained a deep warm core during ET, whereas *Earl* and *Danielle* developed a shallow warm core after a cold-core phase (available at <http://moe.met.fsu.edu/cyclonephase/>). *Helene* occluded after 0000 UTC 25 September without turning into an asymmetric cold-core cyclone, unlike the conceptual model of Klein *et al.* (2000).

The structural evolution of two other cyclones is also depicted in Figure 2. The US low L_{US} developed from a tiny surface anomaly on 24 September, then strengthened with increasing asymmetry and cold core until 25 September. Its spatial extent continued to grow during its mature stage and it acquired a shallow warm core revealing a warm seclusion over the Labrador Sea on 26 September. Over the Mediterranean Sea, a smaller cyclone L_{M} developed on 26 September. The computation of its cyclone phase space parameters required a radius of 200 km, instead of the standard 500 km used for *Helene* and the US low as recommended by Hart (2003). The initial weak perturbation at 0000 UTC first acquired an asymmetric structure and a shallow warm core but then turned into a symmetric cyclone with a moderate warm core. It briefly resembled a tropical cyclone at 1200 and 1800 UTC and was therefore described as a medicane.

3. Model and methods

3.1. Model description and experimental design

Meso-NH (Lafore *et al.*, 1998) is a research model that can simulate atmospheric motions ranging from the synoptic scale to large-eddy simulations. It is based on the anelastic approximation of the pseudo-incompressible system of Durran (1989). This grid-point Eulerian model uses a fourth-order centred advection scheme for the momentum components and the piecewise parabolic method (PPM) advection scheme for other variables (Colella and Woodward, 1984). The temporal scheme

is hybrid. It uses forward time differencing for the thermodynamic variables and leap-frog differencing for the velocity components.

In this study, Meso-NH version 4.8 was run on a domain that stretches from the eastern Pacific to the Western Mediterranean, shown in Figure 1. Such a large domain allowed a description of the mid-range evolution of the RWT that did not rely on boundary conditions, as confirmed with a sensitivity test mentioned below. A regional run with a 24 km grid mesh (hereafter LowRes) was compared with a cloud-resolving run with a 4 km grid mesh (hereafter HiRes). The LowRes run had a resolution similar to that of the deterministic ECMWF forecast with a T799 truncation. Both Meso-NH runs used a Kain–Fritsch–Bechtold parametrization scheme for the subgrid deep convection (Bechtold *et al.*, 2001) and an eddy diffusive Kain–Fritsch parametrization scheme for the subgrid shallow convection (Pergaud *et al.*, 2009). They further included a subgrid cloud scheme (Chaboureaud and Bechtold, 2005), a microphysical scheme for mixed-phase clouds (Pinty and Jabouille, 1998), and parametrizations for the turbulence (Cuxart *et al.*, 2000) and air–sea fluxes (Belamari, 2005).

We expected HiRes to explicitly describe the strong diabatic processes that occurred during the ET of *Helene*. To test this assumption, a sensitivity run was performed with the same grid as HiRes but with the deep convection scheme turned off. No significant impact was found either on the precipitation pattern or on the dynamics of *Helene*, showing the capability of HiRes to resolve strong ascents. As some smaller-scale convective features were simulated when using the deep convection scheme only, HiRes was preferred to the sensitivity run.

The model was initialized from the ECMWF analysis at 0000 UTC 22 September and run for 5 days using 6-hourly ECMWF analyses as lateral boundaries. A sensitivity run did not show any significant impact on the ET of *Helene* when ECMWF forecasts were employed as lateral boundaries. This suggests that the RWT developed within the model domain and was independent of the lateral boundaries. Model fields were interpolated on a polar stereographic grid and 70 vertical levels. This interpolation resulted in a 512×320 horizontal grid for the LowRes run and in a 3072×1920 horizontal grid for the HiRes run.

The HiRes run was made possible by recent developments of the Meso-NH model for large grids (Pantillon *et al.*, 2011). A new parallelization of the pressure solver allowed efficient computing on 4096 cores of an SGI ICE cluster. A 5-day run with a 5 s time step required half a million computing hours. Input and output fields were written level by level to limit the file size. They were averaged on the LowRes 24 km grid for post-processing.

3.2. Attribution methods

Attribution methods are powerful tools to isolate individual features from the ambient flow and investigate their roles in complex interactions. In the context of ET, they allow the mutual impact of the TC and its environment to be understood. Several authors have used a piecewise PV inversion for this purpose (McTaggart-Cowan *et al.*, 2001; Agusti-Panareda *et al.*, 2004; Riemer *et al.*, 2008; Grams *et al.*, 2011; among others). Because no PV inversion tool was available to us, two alternative

methods were used to isolate *Helene* from its environment: an attribution of vorticity was performed to evaluate the steering of *Helene* by its environmental flow at a given time and *Helene* was filtered out from the initial ECMWF analysis to evaluate its impact on the downstream development.

The attribution of vorticity was based on a Helmholtz partitioning to obtain the stream function from a selected vorticity field. The vorticity was first averaged vertically between 950 and 250 hPa every 50 hPa to apply this two-dimensional method to the whole free troposphere. The resulting vorticity was attributed to *Helene* within a 250 km radius from its maximum, while the vorticity outside this radius was attributed to the environment. A Poisson equation for the stream function was then solved by over-relaxation on a 2000×2000 km subdomain with appropriate lateral boundary conditions. For the cyclonic part, the Poisson equation was solved with a vanishing stream function at the lateral boundaries while, for the environmental part, the stream function at the lateral boundaries was computed from the total wind. In the second case, the stream function obtained by solving the Poisson equation included both the rotational and harmonic components of the wind. The latter, non-rotational and non-divergent, component appears when Helmholtz partitioning is applied to a limited area (Lynch, 1989). The vertically averaged divergent component was not considered. Its rather small value could not be easily attributed to *Helene* or to its environment.

The filtering of *Helene* was performed in four steps, following the approach of Kurihara *et al.* (1993) as in Klein *et al.* (2002), implemented in Meso-NH by Nuissier *et al.* (2005). Firstly, a low-pass Barnes filter with a 1500 km half-width was applied to fields of wind, potential temperature and specific humidity at each vertical level. The filter isolated the environmental part, which was subtracted from the total fields. Secondly, the circulation centre was defined as the grid point of minimum wind speed at the boundary layer top around 900 hPa. This dynamical centre matched the surface pressure minimum to within one grid point. Thirdly, the cyclone radius R_0 was defined again at the top of the boundary layer with a threshold on the tangential wind. This radius R_0 was computed separately in 10° azimuthal bins to take the asymmetry of *Helene* into account. Finally, a cylindrical filter was applied in each azimuthal bin to extract the cyclonic part, which was again subtracted from each of the three meteorological fields. This last filter was a smooth function defined such that the cyclonic part vanished in R_0 and the remaining part took a mean environmental value in the cyclone centre.

4. Evolution of *Helene* in simulations

4.1. Track and intensity of *Helene*

In the ECMWF analysis, *Helene* turned eastward on 22 September and left the warm sector of the Atlantic Ocean for a sea surface temperature below 26°C (Figure 3). It reintensified with three successive deepening in 3 days, attaining a minimum of mean sea-level pressure (MSLP) of 958 hPa at 0000 UTC 25 September (Figure 4). This quasi-regular oscillation of the surface pressure matched the

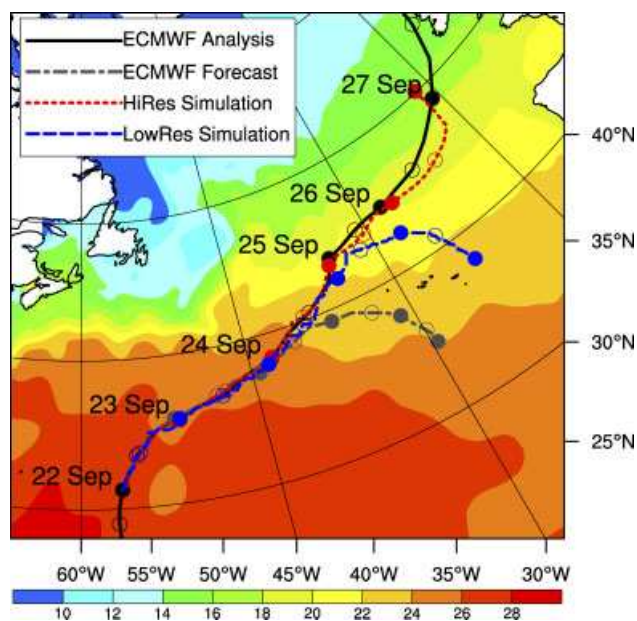


Figure 3. Sea surface temperature at 0000 UTC 22 September 2006 from the ECMWF analysis (shading in °C) and track of *Helene* in the ECMWF analysis and operational forecast, and in Meso-NH HiRes and LowRes runs. Filled circles at 0000 UTC and hollow circles at 1200 UTC. This figure is available in colour online at wileyonlinelibrary.com/journal/qj

wrap-up of the three filaments F_1 , F_2 and F_3 . *Helene* then occluded over the eastern Atlantic and filled quickly.

The Meso-NH runs differed in the track of *Helene* (Figure 3). The hurricane followed the analysed track closely in both HiRes and LowRes during its ET from 22 to 25 September. Afterwards, the track of the ex hurricane was correctly forecast towards the British Isles in HiRes. In contrast, it wrongly turned southeastwards in LowRes, as it did 1 day earlier in the deterministic ECMWF forecast. This bifurcation of tracks is explained in section 5.4.

Both HiRes and LowRes simulated the three deepening in 3 days during the ET of *Helene* followed by the quick filling (Figure 4). LowRes matched the MSLP minimum of the ECMWF analyses, whereas HiRes showed a deeper hurricane, closer to the operational forecast. This deeper surface pressure at higher resolution was also observed when forecasting the tropical phase of mature cyclones with the Weather Research and Forecasting Model (Davis et al., 2010). A final deepening of *Helene* was simulated in HiRes late on 26 September when *Helene* merged with another low. This merging was missed in LowRes because of the incorrect track computed for *Helene*.

Figure 5 further concentrates on the reintensification of *Helene* in LowRes and HiRes. The precipitation rate emphasizes the quasi-regular oscillation of the cyclone intensity already seen in the MSLP minimum. Three bursts of precipitation occurred in 3 days, with minima in the morning and maxima in the evening. The origin of such a diurnal cycle is investigated in section 5.2.

HiRes and LowRes produced very similar amounts of 24 h accumulated precipitation, within a few percent during the first two intensifications (Table 1). A difference arose during the third intensification, with LowRes producing about 20% more precipitation than HiRes and with a maximum delayed by 6 h. This difference is explained in section 5.3. The vanishing precipitation rates after 25 September were not significantly impacted by the divergence of tracks.

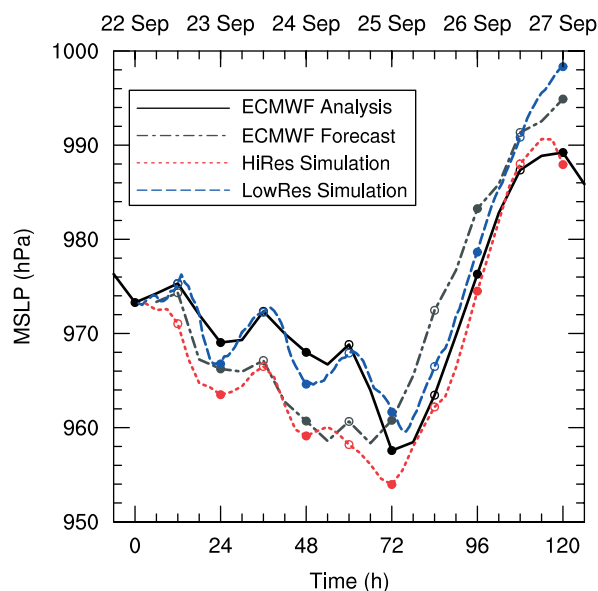


Figure 4. Temporal evolution of the MSLP minimum of *Helene* from 0000 UTC 22 September 2006, in the ECMWF analysis and operational forecast, and in Meso-NH HiRes and LowRes runs. Filled circles at 0000 UTC and hollow circles at 1200 UTC. This figure is available in colour online at wileyonlinelibrary.com/journal/qj

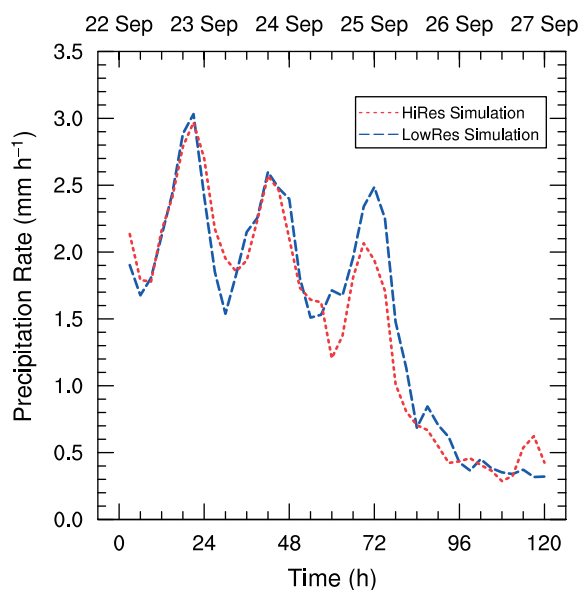


Figure 5. Temporal evolution of the precipitation rate from 0000 UTC 22 September 2006 averaged in a 400 km radius around the MSLP minimum of *Helene*, in Meso-NH HiRes and LowRes runs. This figure is available in colour online at wileyonlinelibrary.com/journal/qj

4.2. Assessment against satellite observation

The precipitation and cloud distributions in HiRes and LowRes were compared to satellite observations at the beginning of the second intensification. Observations from the Advanced Microwave Sounding Unit, instrument B (AMSU-B) with a 16 km resolution at nadir, were used at 1400 UTC 23 September. To assess the diabatic effects at lower levels, the precipitation rate was retrieved from the satellite observations using the algorithm of Laviola and Levizzani (2011). The retrieved precipitation rate allowed a direct comparison with the model fields. At higher levels, the upper tropospheric humidity was computed from

Table 1. 24 h accumulated precipitation starting and ending at 0600 UTC in September 2006, averaged in a 400 km radius around the MSLP minimum of *Helene*, in Meso-NH HiRes and LowRes runs.

Time	HiRes	LowRes
22–23 Sep.	57 mm	54 mm
23–24 Sep.	50 mm	51 mm
24–25 Sep.	38 mm	46 mm

model fields and from the satellite observations using the retrieval algorithm of Buehler and John (2005). In this case, a comparison first required the microwave brightness temperature to be simulated from the model fields (see Chaboureau *et al.*, 2008, and references therein).

On the microwave observation, a first area of precipitation lay close to the cyclone centre and a remote line extended to the northeast (Figure 6(a)). The former looked like a remnant band of tropical deep convection, while the latter had the characteristics of an extratropical warm front. The frontal precipitation was created by the strong low-level cyclonic circulation, which advected tropical air into a pre-existing baroclinic zone. Both HiRes and LowRes produced intense precipitation close to the cyclone centre, with much higher precipitation rates than in the observation (Figure 6(b, c)). Further north, both runs produced intense precipitation in the southwestern part of the warm front as observed but they missed its northeastern extension. This lack of precipitation suggests a dry bias of the model in this area and thus an underestimation of the diabatic heating.

Both runs also produced rain in the tropical sector east of *Helene* and along a weak cold front south of *Helene*. This precipitation was barely observed because of the low sensitivity of the algorithm, which is based on the scattering of the microwave signal by large precipitating hydrometeors only. The gridded pattern of precipitation in LowRes is typical of the deep convection scheme. The latter was also active in HiRes but the resulting precipitation pattern was smoothed by the interpolation from a 4 km to a 24 km grid. Apart from this difference in the tropical sector and along the weak cold front, both spatial distribution and intensity of precipitation were similar in HiRes and LowRes, confirming their mesoscale forcing. Furthermore, most of the intense precipitation north of *Helene* was explicitly produced by the microphysical scheme, both in HiRes and in LowRes. We therefore considered that the LowRes run represented *Helene* well enough and used it as a reference for sensitivity runs.

For upper levels, the upper-tropospheric humidity and the wind field at 250 hPa are shown in Figure 6(d–f). The microwave observation exhibits a large area of clouds, the production of which by core convection and frontal ascent is indistinguishable. The wind field in the ECMWF analysis reveals that *Helene* was located in the right entrance of a downstream jet streak that favoured upward motion. The outflow of *Helene* in turn strengthened the jet, which advected the clouds towards the downstream ridge. In the southwestern quadrant of *Helene*, a dry intrusion related to the filament F_1 can be seen on the microwave observation. The dry air wrapped cyclonically around *Helene* and contributed to the erosion of its core convection. Clouds are also visible along the weak cold

front south of *Helene* and give credibility to the presence of precipitation simulated by the deep convection scheme in this area.

Both HiRes and LowRes (Figure 6(e, f)) simulated the large area of clouds and its advection by the jet streak, the dry intrusion in the southwest, and clouds in the tropical sector. Though an overall wet bias, these simulated features compare well with the observations and give greater confidence in the skill of the Meso-NH runs to represent *Helene*. Like the precipitation pattern, the upper-tropospheric humidity in both HiRes and LowRes has a similar distribution but differs in intensity in comparison with the microwave observation. A saturation in the retrieval algorithm could explain this difference.

5. Impact of the Rossby wave train on *Helene*

Helene reintensified three times during ET with a quasi-regular oscillation in its MSLP and precipitation rate (Figures 4 and 5). The representation of *Helene* during its second intensification was similar in the two runs (Figure 6), though with a deeper surface pressure in HiRes than in LowRes (Figure 4). A divergence grew later with more precipitation in LowRes than in HiRes during the third intensification (Figure 5). After ET, a clear difference between HiRes and LowRes appeared in the track of *Helene* (Figure 3). The role of the RWT in the reintensifications and in the bifurcation of tracks is now examined.

5.1. Strong diabatic response to a large-scale uplift

To better understand the precipitation distribution of *Helene*, the ω equation was solved from model fields of LowRes. The vertical velocity ω was obtained from both dynamical and diabatic forcings, using the Q-vector formulation with an alternative balance and in the f -plane approximation (Mallet *et al.*, 1999). The ω equation was solved by over-relaxation from model fields interpolated every 50 hPa in the vertical, with ω vanishing at the lateral boundaries of a 600×600 km subdomain and at the vertical boundaries at 1000 and 100 hPa. The diabatic heating was computed from the microphysical and deep convection schemes during the model run.

Figure 7 focuses again on the second intensification of *Helene* during its maximum precipitation at 1800 UTC 23 September ($t + 42$). The area of upward motion corresponds to the precipitation area shown 6 h earlier in Figure 6(c). Areas of frontal ascent and of core convection have merged and are wrapping cyclonically around *Helene*, following the low-level baroclinic zone and filament F_2 (Figure 7(a)). A vertical cross-section shows a dipole of vertical velocity along slanted moist isentropes over the warm front to the northnorthwest of *Helene* (Figure 7(c)) as in the conceptual model of the transformation stage of Klein *et al.* (2000). The area of slantwise convection has merged with a plume of deep convection closer to the core of *Helene*. Both types of convection diabatically maintain the PV tower of *Helene* with its associated warm core and cyclonic circulation.

Vertical velocities from the ω equation (Figure 7(b)) match both the structure and intensity of the vertical velocities from the model. Only the downward motions are overestimated. The dynamical forcing alone produced a weak, smooth ascent north and west of *Helene*. Moist air

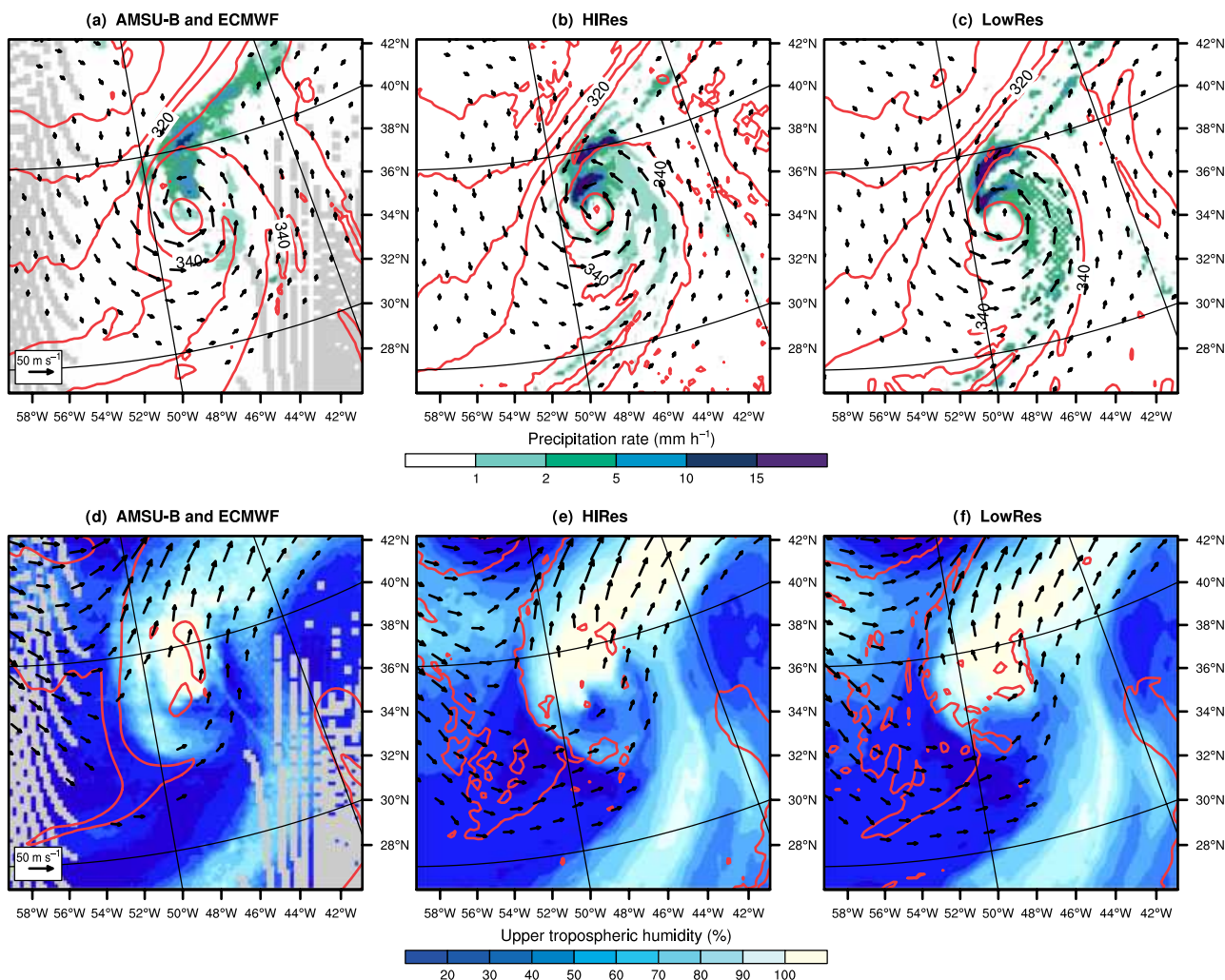


Figure 6. (a–c) Precipitation rate (shading, mm h⁻¹), 925 hPa θ_E (contours every 10 K) and 925 hPa wind (vectors above 10 m s⁻¹). (d–f) Upper tropospheric humidity (shading, %), 250 hPa potential vorticity (contours at 1.5 PVU) and 250 hPa wind (vectors above 30 m s⁻¹). Fields on 23 September 2006 from (a, d) AMSU-B observation at 1400 UTC and ECMWF analysis at 1200 UTC, (b, e) Meso-NH HiRes and (c, f) Meso-NH LowRes runs at 1200 UTC ($t + 36$). All fields are interpolated on the same 24 km grid. This figure is available in colour online at wileyonlinelibrary.com/journal/qj

condensed in response to this large-scale uplift and released latent heat to create strong ascents. The resulting diabatic forcing dominated the dynamical forcing by an order of magnitude. This result shows the role of moist processes in explaining the intensification of *Helene* during its ET.

The dynamical forcing also played an important role in favouring the ascents at both low and high levels (Figure 7(b, d)). In the Q-vector formulation, the dynamical forcing is caused by both the temperature advection and the differential vorticity advection. The low-level part was certainly related to warm advection and created the dipole of vertical velocity to the northnorthwest of *Helene*. The upper-level part created another dipole of vertical velocity centred on *Helene*, but with an unclear origin as the PV filament remained too far away to advect vorticity in this region. Instead, the dynamical upper-level forcing might be explained through the differential advection of the PV tower of *Helene* itself. The origin of the upper-level forcing remains an aspect for future research. Note that strong vertical motions in the tropical air southeast of *Helene* were too small to be resolved by the dynamical forcing. They were found in the diabatical forcing only through the heating term from the deep convection scheme.

5.2. Origin of three reintensifications of *Helene*

The time evolution of the precipitation pattern during the ET of *Helene* is now studied along with its relationship with three PV filaments at upper levels. A time–azimuth plot shows this evolution in cyclone-following polar coordinates for LowRes and HiRes (Figure 8). The precipitation was mainly located along the warm front north of *Helene*. Early rain bands to the east of *Helene*, prior to the interaction with the baroclinic zone, vanished during the first day of simulation.

Three peaks of precipitation occurred north of *Helene* around 1800 UTC 22 September ($t + 18$), 1800 UTC 23 September ($t + 42$) and 0000 UTC 25 September ($t + 72$). All three were preceded by the approach of a PV filament (F_1 , F_2 and F_3 , respectively), which apparently enhanced the precipitation. Accordingly, the filament F_3 was deeper in LowRes than in HiRes and was followed by a stronger precipitation peak. This suggests that the occurrence of three successive intensifications of *Helene* originated from the dynamics of the RWT and not from internal forcing proper to *Helene*.

After each peak, the burst of precipitation wrapped cyclonically around *Helene* (dashed lines in Figure 8). It

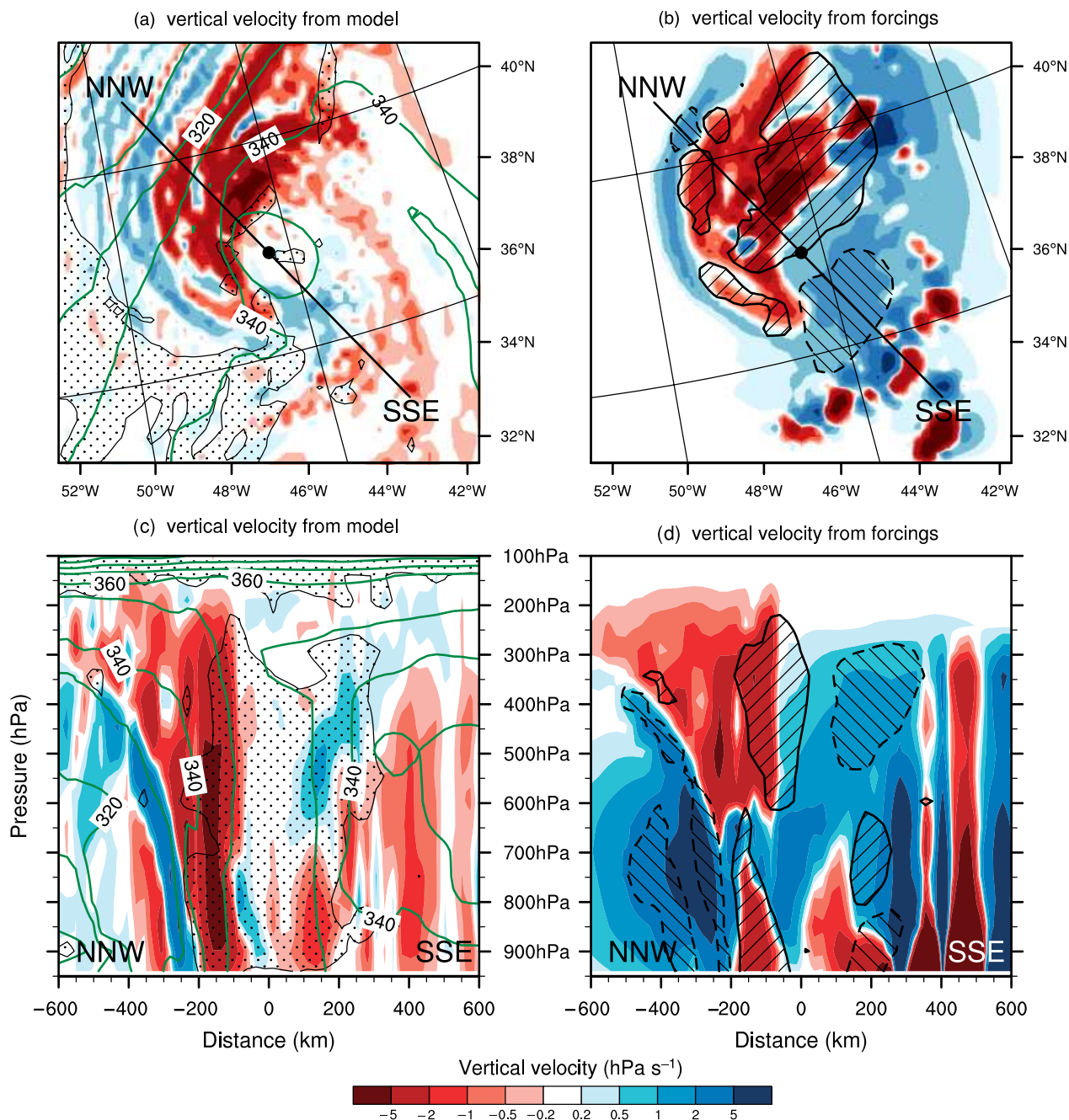


Figure 7. Vertical velocity ω (shading, hPa s^{-1}) in the LowRes run at 1800 UTC 23 September 2006 ($t + 42$): (a) from model fields at 400 hPa, with 250 hPa potential vorticity (dotted surface at 1.5 PVU) and 950 hPa θ_E (contours every 10 K); (b) from dynamical and diabatic forcings at 400 hPa and from the dynamical forcing only (hashed surfaces over $|0.2 \text{ hPa s}^{-1}|$, upward motion with solid line and downward motion with dashed line). Fields in (c) and (d) as in (a) and (b) but in northnorthwest to southsoutheast vertical cross-sections centred on the MSLP minimum of *Helene*; see trace on (a) and (b). This figure is available in colour online at wileyonlinelibrary.com/journal/qj

was advected by the cyclonic circulation of *Helene* with a revolution time of about 18 h. This evolution was also observed in microwave satellite observations, despite their lack of temporal continuity (not shown). The three PV filaments also wrapped around *Helene*, but at a slower rate because of a slower cyclonic circulation at upper levels. The filaments F_1 and F_2 followed each other, in a similar way in LowRes and HiRes. In contrast, F_3 was clearly separated from the first two filaments and appeared much more compact in LowRes than in HiRes. This difference between the runs is discussed below in the impact of the model resolution.

Davis *et al.* (2008) observed two revolutions of the precipitation pattern of *Helene* from 20 to 23 September,

during the preliminary phase of its ET. They suggested an indirect impact of an approaching upper-level trough. Using the quasi-geostrophic framework, they showed that an increasing environmental vertical shear induced a tilt of the hurricane PV tower, which started to precess cyclonically around a stable left-of-shear position. They further found a quasi-geostrophic forced ascent in the downtilt direction, moving towards the cyclone centre during precessions.

With a cyclone tilt defined as the difference of the PV centre of mass between two levels as in Davis *et al.* (2008), two complete revolutions of the cyclone tilt were found during the first and third intensifications of *Helene*. These revolutions were followed by those of the precipitation

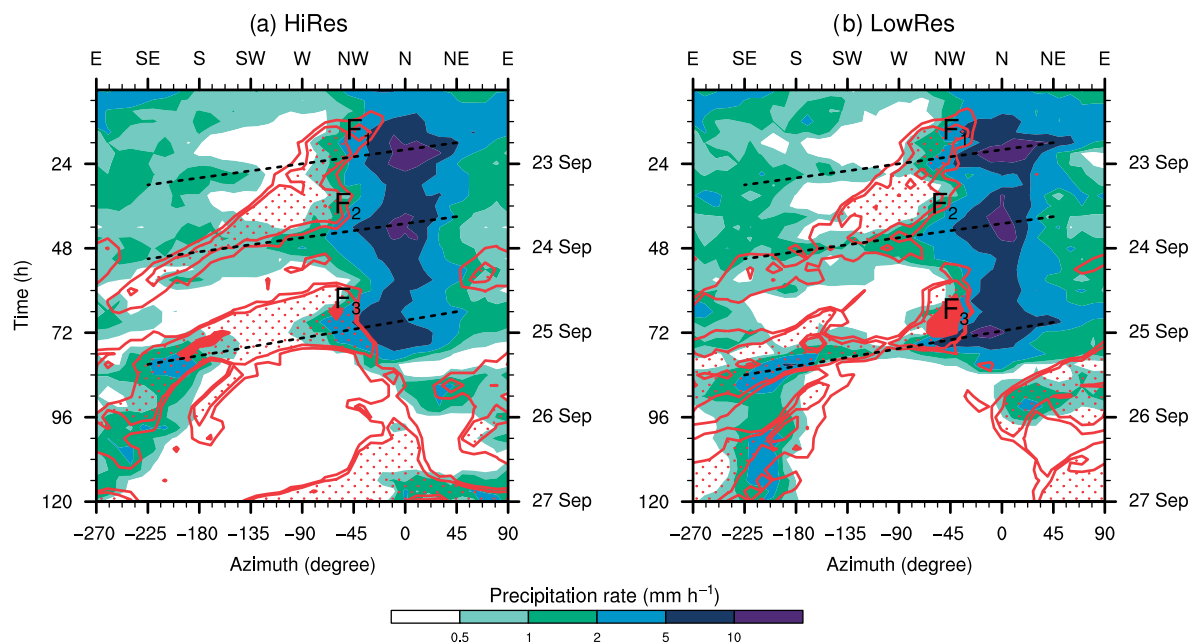


Figure 8. Time–azimuth plot in MesoNH (a) HiRes and (b) LowRes runs. Temporal evolution from 0000 UTC 22 September 2006 of the precipitation rate within a 400 km radius around *Helene* (shaded, mm h^{-1}) and of the 250 hPa potential vorticity in a 300–600 km annulus around *Helene* (contour at 1.5 PVU, dotted surface at 2 PVU and filled surface at 5 PVU). Fields are averaged in 10° azimuthal bins centred on the MSLP minimum of *Helene*. Labels mark the position of the three PV filaments (F_1 , F_2 and F_3) and dashed lines follow the wrap-up of the precipitation. This figure is available in colour online at wileyonlinelibrary.com/journal/qj

pattern. During the second intensification, though, the tilt was too weak to be given a clear direction. This weaker tilt was attributed to a more remote PV filament than during the first and third intensifications and to a weaker induced vertical shear.

Even though it was not found in the cyclone tilt, a revolution of the precipitation pattern also occurred during the second intensification of *Helene*. Further considering that the outward-moving precipitation in our simulations was opposed to the inward-moving pattern in Davis *et al.* (2008), the precession of *Helene* cannot be responsible for the simulated revolution of precipitation. Here, the computed tilt and rotation of the PV tower would rather be an artefact of the intrusion of PV from the filaments, limited during the second intensification.

Alternatively, the diurnal intensifications of *Helene* might originate from its own internal dynamics. Diurnal cycles in the intensity of tropical cyclones are observed statistically but with a maximum in the morning and a minimum in the afternoon (Jiang *et al.*, 2011). Considering this phase opposition with the evolution of *Helene*, an internal forcing did not appear to be the cause of the intensifications of *Helene*.

5.3. Crucial phasing of *Helene* with the Rossby wave train

Here, the description of the RWT is compared between HiRes and LowRes before and after the third intensification. At 1200 UTC 24 September ($t + 60$, Figure 9, top), remnants of the filament F_2 south of *Helene* were similar in HiRes and LowRes. Both runs also showed a similar underestimation of the downstream ridge with respect to the ECMWF analysis. A crucial difference between HiRes and LowRes was propagating from upstream: the elongating filament F_3 was shifted eastward in LowRes. This difference originated in the breaking of T_{up} over central USA during the first

hours of simulation. The resulting shift of F_3 , combined with a delay in the track of *Helene* in LowRes, modified the relative position of the two structures.

The phasing between *Helene* and F_3 strongly impacted their mutual interaction and differences between HiRes and LowRes became evident after the third intensification at 1200 UTC 25 September ($t + 84$, Figure 9, bottom). The filament F_3 was separating from the upper-level trough and elongating southwards after an intense wrap-up around *Helene*. It was closer in LowRes than in HiRes prior to the interaction and so wrapped around *Helene* more. The resulting elongation of F_3 was close to the analysis in HiRes, whereas it was underestimated in LowRes.

This difference was responsible for the bifurcation in the track of *Helene*, as discussed below. The more pronounced wrap-up of F_3 in LowRes than in HiRes also induced a stronger reintensification of *Helene*. The difference in the relative position of *Helene* and F_3 is of the same order as the 250 km displacement of *Bart* (1999) used by Klein *et al.* (2002) for sensitivity runs. An equivalent 2.5° eastward displacement was sufficient for Jangmi (2008) to reintensify instead of decaying (Grams, 2011). These results show the high sensitivity to relatively small errors in phasing—much smaller than the 5° increment in the idealised simulations of Ritchie and Elsberry (2007).

Figure 9 also shows another interaction with the RWT upstream of *Helene*. The surface low L_{US} contributed to the building of a ridge over the Labrador Sea, then occluded off Newfoundland at 1200 UTC 25 September ($t+84$). In a similar way, a cyclogenesis upstream of *Hanna* (2008) diabatically modified the RWT during the ET of *Hanna* (Grams *et al.*, 2011). When compared to the analysis, the deepening of L_{US} and the resulting ridging were underestimated in HiRes and overestimated in LowRes. This difference also originated from earlier errors in the phasing of L_{US} with the RWT over the northeastern USA.

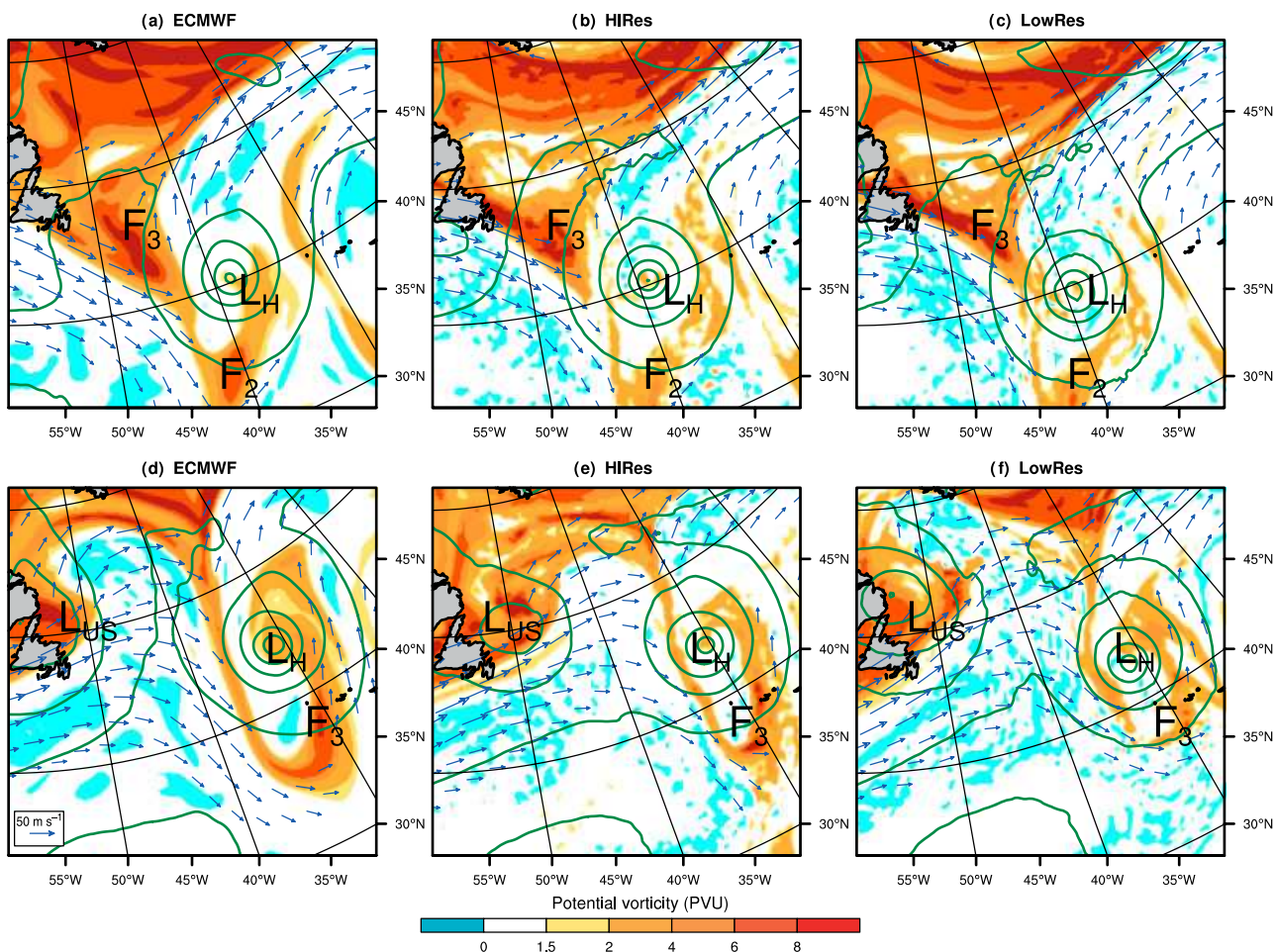


Figure 9. 250 hPa potential vorticity (shading, PVU), 250 hPa wind (vectors above 30 m s^{-1}) and MSLP (contours every 10 hPa) at (a–c) 1200 UTC 24 September ($t + 60$) and at (d–f) 1200 UTC 25 September 2006 ($t + 84$). All fields are interpolated on the same 24 km grid. Labels mark the position of *Helene* (L_H), the US low (L_{US}) and two PV filaments (F_2 and F_3). This figure is available in colour online at wileyonlinelibrary.com/journal/qj

However, the resulting change in the downstream ridge impacted on RWT too late to influence the fate of *Helene*.

5.4. Bifurcation of the track of *Helene*

The steering of *Helene* was investigated at 1200 UTC 25 September ($t + 84$) in order to understand the difference between HiRes and LowRes. The cyclonic circulation of *Helene* was isolated using the Helmholtz partitioning method (described in section 3.2) and was subtracted from the total wind field (Figure 10(a)). The remaining flow represented the environment that steered *Helene* and conditioned its track (Figure 10(b)). The wind field was considered over the whole free troposphere in order to encompass both high- and low-level circulations. Such a definition of the evolving steering flow was validated against the track of *Helene* during the whole ET.

As in the ECMWF analysis, *Helene* was steered north-eastwards by the ambient flow in HiRes (Figure 10(c)). Accordingly, its track was tangential to the environmental stream function. In contrast, *Helene* was steered south-eastwards in LowRes (Figure 10(d)), with a track again explained by the tangent environmental stream function. This initially small difference in the meridional flow then increased dramatically from 0000 UTC 26 September ($t + 96$) and *Helene* curved northwards in HiRes and southwards in LowRes.

Remnants of the filament F_3 are easily recognizable in the environmental vorticity field (Figure 10(b, c, d)). The extraction of *Helene* marks a clear hole and emphasizes its immediate proximity to the PV filament. An objective discrimination of the two structures was not possible because of the intrusion of environmental vorticity into *Helene*. However, an increase or decrease of the attribution radius by 50 km did not significantly change the present diagnosis. In contrast, a larger attribution radius containing F_3 led to a similar flow in LowRes and HiRes. This flow was zonal in the vicinity of *Helene* and could explain neither the northeastward track in HiRes nor the southwestward track in LowRes. The bifurcation of tracks was therefore caused by remnants of F_3 and not by any dynamical feature present outside this subdomain.

This diagnosis shows how the track of *Helene* was determined by the environmental steering at the end of the ET, itself sensitive to the earlier phasing of *Helene* with F_3 . This high sensitivity was also noted in sensitivity runs starting from different initialization times. It is reminiscent of the bifurcation in the track of a TC when it approaches a saddle point of the environmental stream function, as discussed by Scheck *et al.* (2011) in barotropic simulations. Defining a trough-relative stream function, Grams (2011) showed the existence of such a saddle point during the ET of Jangmi (2008).

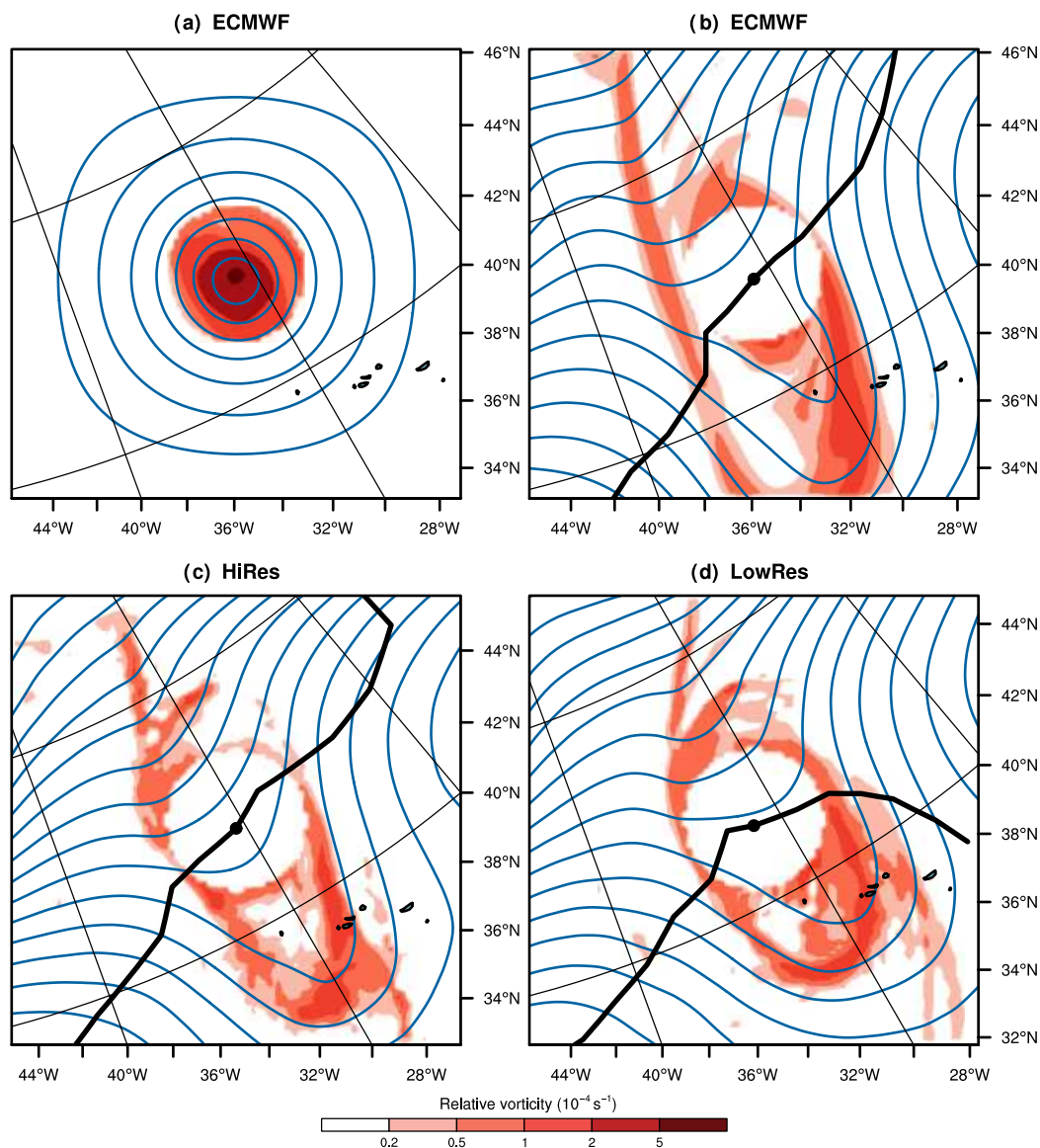


Figure 10. Vertically averaged vorticity between 950 and 250 hPa every 50 hPa (shading, 10^{-5} s^{-1} , positive values only) and corresponding stream function (contours every $2 \times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$) at 1200 UTC 25 September ($t + 84$). Top panels: circulation of (a) *Helene* and (b) the environment in the ECMWF analysis. Bottom panels: circulation of the environment in (c) HiRes and (d) LowRes. Location (dot) and track (thick line) of the MSLP minimum of *Helene*. All fields are interpolated on the same 24 km grid. This figure is available in colour online at wileyonlinelibrary.com/journal/qj

6. Impact of *Helene* on the Rossby wave train and downstream consequences

The influence of the RWT has been shown on both the intensity and the track of *Helene*. We now investigate the feedback of *Helene* on RWT. The coupling of the outflow of *Helene* with the downstream jet and the wrap-up of PV filaments by the cyclonic circulation of *Helene* was suggested in Figure 6(d–f). They were tested in sensitivity runs with a vanishing or absent TC. In the short term, these runs emphasized local modifications of the RWT induced by *Helene*. In the long term, they revealed the downstream propagation of the local modifications.

6.1. Local modifications from diabatic heating

The impact of the outflow of *Helene* on the upper-level circulation was assessed with short-term sensitivity runs at 24 km grid spacing (hereafter NoHeat), in which the diabatic heating was switched off. These tests were run for

12 h, to examine the change in cyclone dynamics and its close environment only and to avoid any impact on the large scale. They were initialized from output fields of LowRes at 1200 UTC 22 ($t + 12$), 23 ($t + 36$) and 24 ($t + 60$) September, during each intensification of *Helene*. In all three sensitivity runs, a quick filling of 10 hPa in 12 h occurred and *Helene* lost its warm core as expected without diabatic heating.

Figure 11 compares LowRes with the sensitivity run NoHeat for the second intensification at 0000 UTC 24 September. In LowRes, the strong diabatic heating produced a dipole of potential vorticity, with high values at low level that maintained the PV tower and negative values at high level. The strong ascent further produced a strong divergence at high level, which along with the low-PV air prevented the upstream trough from approaching *Helene*. The strong cyclone outflow at high level coupled with the downstream jet streak, which strengthened above 90 m s^{-1} . Low-PV air was also advected by the jet and contributed to the downstream ridge building. These effects of the diabatic

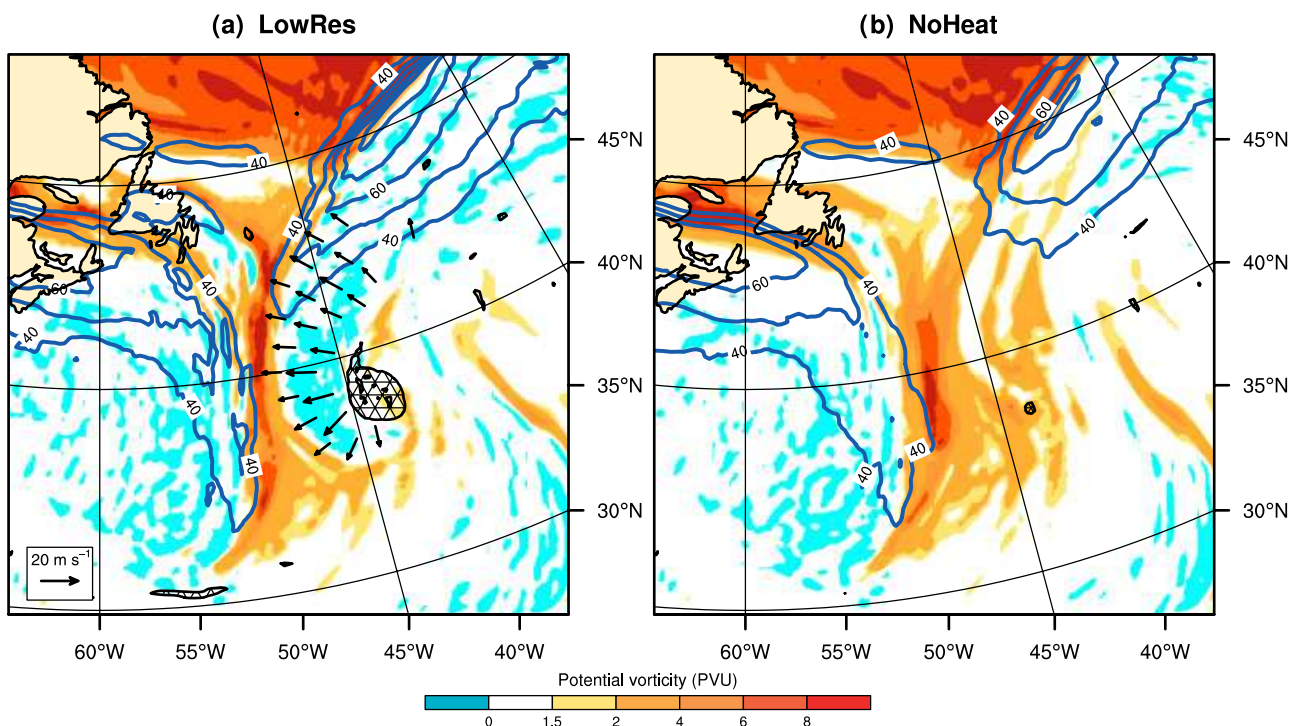


Figure 11. Meso-NH (a) LowRes and (b) NoHeat runs at 0000 UTC 24 September 2006 ($t + 48$ and $t + 12$, respectively). 250 hPa potential vorticity (shading, PVU), 250 hPa divergent wind (vectors above 10 m s^{-1}), 250 hPa wind speed (contours above 40 m s^{-1} each 10 m s^{-1}) and 850 hPa potential vorticity (hatched above 3 PVU). This figure is available in colour online at wileyonlinelibrary.com/journal/qj

heating match the conceptual model of Agusti-Panareda *et al.* (2004).

Without diabatic heating, the low-level potential vorticity dramatically vanished (Figure 11(b)). At upper levels, the lack of low-PV air and divergent wind in the vicinity of *Helene* allowed the upstream trough to superpose on the cyclone remnants without wrapping around them. In the absence of the cyclone contribution, the downstream jet streak weakened to a maximum wind speed of 80 m s^{-1} and did not advect low-PV air towards the ridge, which was displaced southwards. During the two other intensifications, the sensitivity runs showed similar effects in the absence of diabatic heating.

The diabatic and dynamical forcings were previously compared for the strong ascent along a warm front (Figure 7). The sensitivity runs performed here confirm the role of diabatic heating in maintaining the strong activity of *Helene* during its ET. The resulting outflow had a double impact on the RWT: it delayed the eastward advection of PV filaments upstream of *Helene* and it contributed to the building of a ridge downstream. The latter effect propagated further downstream, in particular over Europe, as discussed in the next section. A similar diabatic impact of the outflow of Irene (1999) on an upstream trough delayed the intensification of Irene as an extratropical cyclone (Agusti-Panareda *et al.*, 2004). In the same way, the eastward motion of an RWT was delayed by the cyclone outflow in idealized (Riemer *et al.*, 2008) and real-case studies (Grams, 2011).

6.2. Downstream development on the Mediterranean

Another test was performed to evaluate the total impact of *Helene* on RWT during its ET and its consequences on the downstream development of the medicanes L_M . A run

(hereafter NoHel) was started from a modified ECMWF analysis at 0000 UTC 22 September, where the wind, temperature and humidity anomalies related to *Helene* were filtered out following the method explained in section 3.2. The NoHel run described how RWT would have evolved if the ET of *Helene* had not occurred. Apart from its initial conditions, NoHel was performed with the same lateral boundaries, resolution and physical parametrizations as LowRes.

A weak cyclone remained after the filtering with an MSLP minimum around 1010 hPa. It had lost its warm core and associated PV tower and its remnants quickly dissipated during the first hours of simulation. Precipitation was found along the frontal zone and was still produced in the surrounding tropical sector but without any organized convection. The upper-level trough, which interacted with *Helene* in LowRes, broke cyclonically in NoHel (Figure 12(a)). It favoured surface cyclogenesis that led to a well-defined low (hereafter L_{NoHel}) from 15 UTC 23 September ($t + 39$) with a central pressure of 989 hPa. This low L_{NoHel} quickly deepened to 974 hPa in 24 h before occluding and filling. The RWT then evolved in a different fashion without *Helene*. At 0000 UTC 26 September 2006 ($t + 96$), the upper-level trough on the central Atlantic was still present in NoHel, whereas it had vanished in LowRes (Figure 12(b)). Differences propagated downstream and increased over central Europe, where a ridge in NoHel replaced an elongating trough in LowRes. This impact on the synoptic situation for Europe emphasizes the importance of the representation of *Helene* during its ET for the predictability downstream.

The quick dissipation of the hurricane remnants in NoHel clearly shows that the presence of *Helene* was essential to its own reintensification. The role of *Helene*

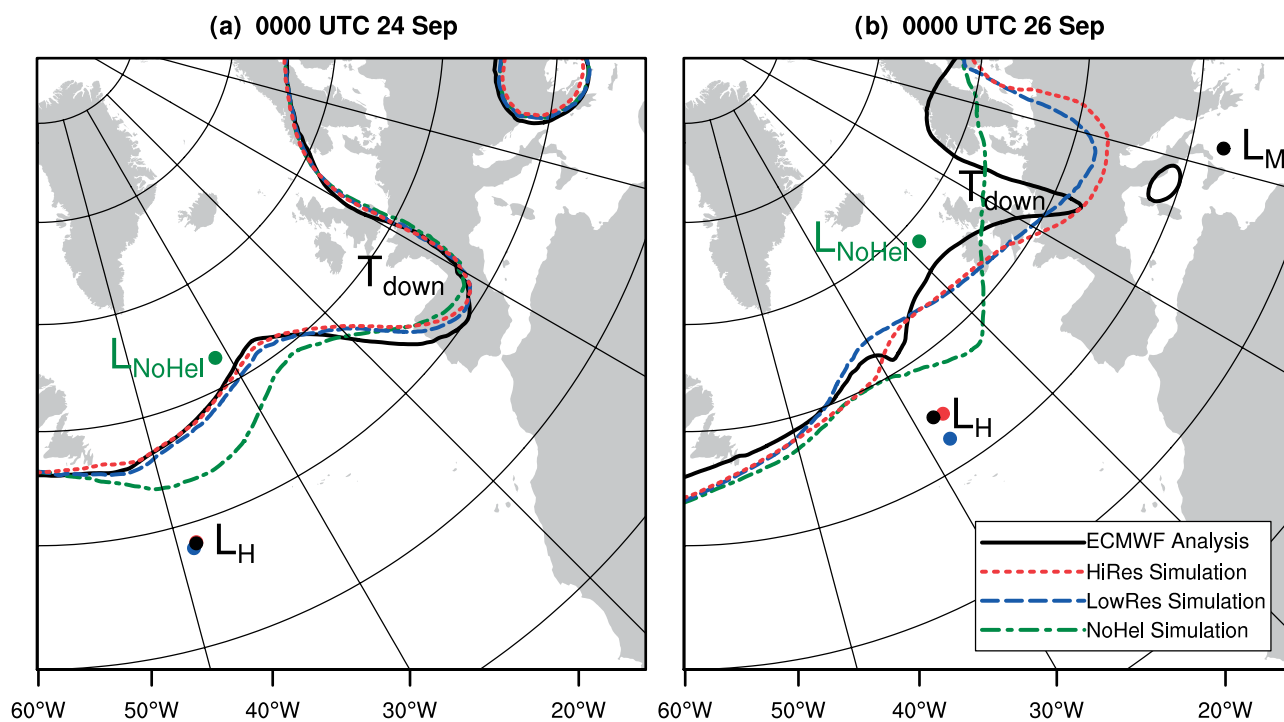


Figure 12. 250 hPa geopotential height (contour at 10500 m) at (a) 0000 UTC 24 September ($t + 48$) and (b) 0000 UTC 26 September 2006 ($t + 96$), in the ECMWF analysis and Meso-NH HiRes, LowRes and NoHel runs. Labels mark the position of *Helene* (L_H), the low that developed without *Helene* (L_{NoH}), the Medicane (L_M) and the upper-level trough downstream (T_{down}). This figure is available in colour online at wileyonlinelibrary.com/journal/qj

is comparable to that of *Danielle* (1998) during its tropical-mode reintensification (McTaggart-Cowan *et al.*, 2004). The filtering of *Helene* further helps in understanding the origin of the three intensifications during the ET. Three PV filaments also formed every day on the central North Atlantic in NoHel as in HiRes and LowRes. This suggests that the origin of the quasi-diurnal intensifications of *Helene* lies in the external forcing due to the dynamics of the RWT. However, the impact of *Helene* on the PV filaments was again essential to the reintensification. In the absence of the cyclonic circulation of *Helene*, the two first PV filaments broke anticyclonically (unlike F_1 and F_2), whereas the third one broke cyclonically (like F_3) and triggered surface cyclogenesis. According to the classification of Agusti-Panareda *et al.* (2005), the role of *Helene* was crucial to its reintensification in the development associated with F_1 and F_2 , while it was significant but not crucial in the development associated with F_3 .

Figure 12 also provides an estimation of the error propagation with RWT in HiRes and LowRes. At 0000 UTC 24 September ($t + 48$), both runs slightly underestimated the building of a ridge downstream of *Helene* and the deepening of a trough over Europe. The specificity of the ridge being too zonal might be linked to the lack of model precipitation along the extended front northeast of *Helene* (Figure 6(a–c)). Figure 12 further suggests that the error propagated downstream and was responsible for the too-zonal trough over Europe. At 0000 UTC 26 September 2006 ($t + 96$), the error had amplified and both runs missed the formation of a cut-off low over southern Italy originating from the elongating trough. In consequence, two ingredients were missing in both runs for the development of the tropical-like storm L_M over the Mediterranean. First, the wind was too weak to form a surface low on the lee side of the Atlas Mountains (Moscatello *et al.*, 2008). Second, the upper-level trough did not break cyclonically over

Italy to create favourable conditions for rapid cyclogenesis (Chaboureaud *et al.*, 2012). Some differences were detected between the two runs but remained smaller than the discrepancy with the ECMWF analysis; the increase of resolution in HiRes did not improve the forecast over the Mediterranean. The bifurcation of tracks occurred after the third reintensification of *Helene* only, too late to diabatically modify the RWT.

6.3. Error propagation with the Rossby wave train

A Hovmöller plot, showing the temporal evolution of the upper-level geopotential, is used here to summarize the interactions that occurred during the ET of *Helene* (Figure 13(a)). It allows RWTs to be tracked, though their identification is not unique and depends on the type of Hovmöller plot (Glatt *et al.*, 2011). *Helene* (L_H) became phase-locked on 22 September near 60°W with RWT, which existed prior to its arrival. The maximal wave amplitude quickly propagated downstream, revealing the group speed of RWT, while it decreased until 1200 UTC 24 September along the track of *Helene*. The two first PV filaments F_1 and F_2 formed from RWT and interacted with *Helene*. Downstream, the upper-level trough T_{down} from RWT elongated into a PV streamer, inducing the rapid cyclogenesis of L_M over the Mediterranean on 26 September.

Upstream of *Helene*, the upper-level trough T_{up} broke on 22 September over the central USA. The resulting upper-level anomaly induced the cyclogenesis of L_{US} late on 23 September over the northeastern USA near 90°W. The anomaly propagated further downstream and contributed to the formation of F_3 , which interacted with *Helene* late on 24 September over the Atlantic Ocean near 30°W. The RWT had a zonal group speed of about 35° longitude per day, as estimated from the amplitude maxima.

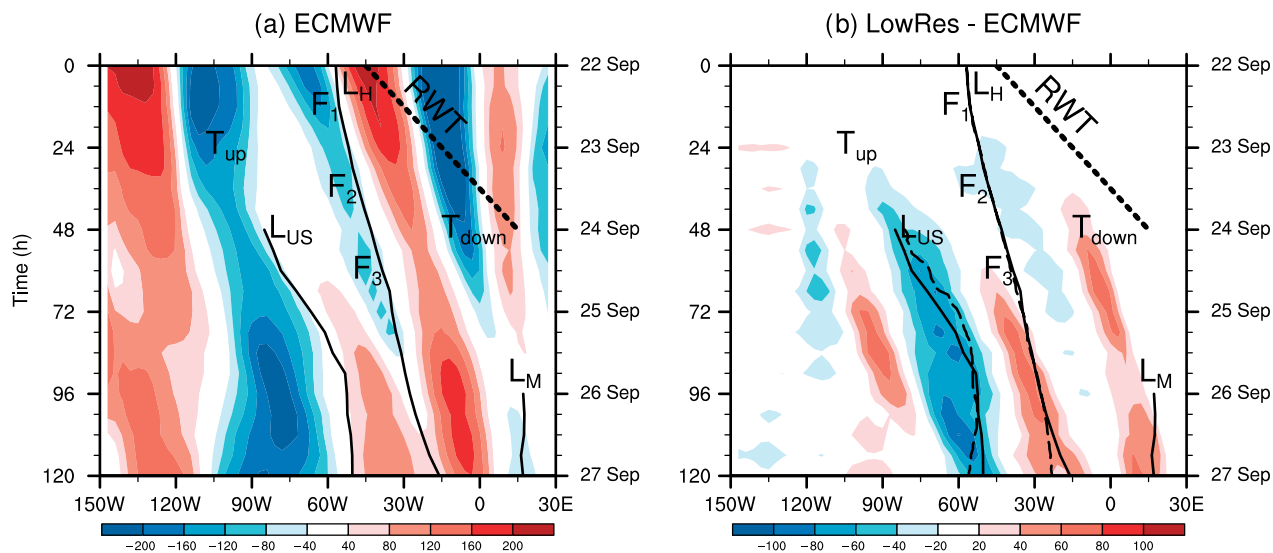


Figure 13. Hovmöller plots of the geopotential height anomaly at 250 hPa (shading, m) from 0000 UTC 22 September 2006 averaged between 30°N and 60°N. (a) ECMWF analysis and (b) difference between Meso-NH LowRes run and ECMWF analysis. Longitude of the MSLP minimum of *Helene* (L_H), the US low (L_{US}) and the Mediane (L_M) are shown from the ECMWF analysis (thin solid lines) and the Meso-NH LowRes run (thick dashed lines). Thick dashed lines denote the wave speed of the Rossby wave train RWT. Additional labels mark the position of the PV filaments F_1 , F_2 , F_3 and the upper-level troughs upstream T_{up} and downstream T_{down} . This figure is available in colour online at wileyonlinelibrary.com/journal/qj

The RWT encourages the model errors to quickly propagate downstream, as shown with another Hovmöller plot of the differences in the upper-level geopotential between LowRes and the ECMWF analysis (Figure 13(b)). A similar propagation of model errors was found in HiRes (not shown). A negative bias of geopotential was present along the track of *Helene* L_H during and after its interaction with F_2 . It corresponded to the underestimation of the downstream ridge building in LowRes. This bias propagated downstream with the group speed of RWT and led to the underestimation of the elongation of T_{down} . The bias resulted in the absence of the development of L_M over the Mediterranean in LowRes.

Another negative bias of geopotential took its origin in the breaking of T_{up} over the central USA. It propagated downstream with the same speed as RWT, though it did not belong to the RWT. The bias first led to an eastward shift of the cyclogenesis of L_{US} over the northeastern USA from 0000 UTC 24 September ($t + 48$), then impacted the interaction of F_3 with *Helene* from 1800 UTC 24 September ($t + 66$). This last modification resulted in the southward steering of *Helene* after 0600 UTC 25 September ($t + 78$), which grew into the bifurcation of its track in LowRes. A positive bias appeared at 0000 UTC 25 September ($t + 72$) near 90°W and also propagated downstream with the same speed as RWT. It affected the track of L_{US} but did not reach *Helene* during the simulation.

These examples show how quickly model errors propagate and amplify with the RWTs. A high sensitivity in the track of *Helene* made it strongly dependent on the accuracy of a Rossby wave breaking over the central USA 2 days earlier and the downstream propagation of uncertainties from the outflow of *Helene* impacted the mid-range predictability in Europe.

7. Conclusion

The ET of *Helene* over the North Atlantic was investigated with a focus on the role of an RWT. Numerical experiments were performed in regional and cloud-resolving modes with

grid spacings of 24 and 4 km, respectively. The simulation domain covered a semi-hemisphere to encompass the full RWT that interacted with *Helene*. The Rossby wave train played an important role in the track and intensity of *Helene* and in a Mediterranean cyclogenesis downstream. The role of *Helene* was also essential to its own reintensification.

The ET began on 22 September 2006 and lasted for 3 days before *Helene* filled up as an extratropical cyclone. The overlap of the transformation and reintensification stages differed from the conceptual model of Klein *et al.* (2000). *Helene* further maintained its deep warm core during the whole ET. Other cases of ET developed a warm core like *Earl* and *Danielle* (1998), during a baroclinic and tropical reintensification, respectively (McTaggart-Cowan *et al.*, 2003). However, these cases first developed a cold core before their reintensification, unlike *Helene*.

During ET, *Helene* reintensified three times in a quasi-diurnal oscillation. Every time, a PV filament elongated from the RWT and wrapped around *Helene* prior to its deepening. This suggests that the RWT forced the three successive intensifications of *Helene*. The elongation of the three PV filaments in a numerical experiment where *Helene* was filtered out confirmed that the three intensifications took their origin in the dynamics of the RWT. The possibility of an internal diurnal cycle of *Helene* was dismissed. Still, *Helene* was essential to its own reintensification. A weak remnant cyclone dissipated quickly when the circulation and moisture anomaly of *Helene* were filtered out. *Helene* further contributed to its own reintensification through its interaction with the PV filaments. By comparing simulations with and without *Helene*, its role was classified as crucial in forcing the cyclonic wrap-up of the first two PV filaments, according to the terminology of Agusti-Panareda *et al.* (2005). The role of *Helene* in the third wrap-up was significant but not crucial.

Diabatic effects were essential to the activity of *Helene* and had a large impact on the ET. A strong diabatic response to a weak dynamical forcing at low and upper levels resulted in a mix of deep convection in the core and slantwise convection over a warm front to the northwest of *Helene*.

In the mid troposphere, the diabatic heating maintained the warm core and the cyclonic circulation of *Helene*. At upper levels, it produced low-PV air and enhanced the divergent outflow, modifying the RWT locally. The broadening of the PV filaments was prevented upstream, while an accelerated jet streak advected low-PV air downstream and contributed to the building of a ridge. This impact of diabatic effects confirms the PV-based conceptual model of Agusti-Panareda *et al.* (2004) for the ET of Irene (1999) and matches the interpretation of Grams *et al.* (2011) for the ET of *Hanna* (2008).

We expected an increase of the model resolution to enhance the description of the strong diabatic effects. Surprisingly, the precipitation and cloud fields were similar in the regional and cloud-resolving runs, both in good agreement with satellite observations. This showed the skill of the model in representing *Helene* during its ET. Furthermore, it revealed that the diabatic heating was forced by mesoscale ascents and not by a convective instability. The model resolution had a strong impact on *Helene* through the dynamics of the RWT. It was found that a difference in their phasing of *Helene* with the third PV filament was crucial at the end of ET. The existence of such a bifurcation point in the steering of a TC was recently revealed by Scheck *et al.* (2011) and Grams (2011) in the early phases of ET. Here, the third PV filament was too close to *Helene* in the regional run, leading to a stronger intensification and an incorrect southeastward steering of *Helene*. Only the cloud-resolving run succeeded in modelling the correct northeastward track of *Helene*. This improvement in the track of *Helene* originated from differences due to the increased resolution, not only around *Helene* but also upstream over North America.

The RWT quickly propagated model errors with a group speed of about 35° longitude per day. Early uncertainties in the breaking of an upper-level trough over the central USA were responsible for the bifurcation of tracks between the runs. In addition, uncertainties in the outflow of *Helene* were propagated downstream and impacted the elongation of an upper-level trough over Europe. In consequence, neither the regional nor the cloud-resolving run succeeded in modelling the development of a tropical-like storm over the Mediterranean. Such a reduced predictability downstream of *Helene* was typical of an ET event (Anwender *et al.*, 2008; Harr *et al.*, 2008). This downstream impact was further demonstrated by the filtering of *Helene* at the beginning of its ET, which dramatically changed the synoptic conditions over Europe after the ET.

The reduced predictability over Europe and the Mediterranean was partly due to a misrepresentation of the interaction of *Helene* with the RWT. In particular, the lack of precipitation observed along the warm front northeast of *Helene* might explain the underestimation of the downstream ridge building, which resulted in the absence of the medicane. Torn (2010) recently showed that the frontal precipitation was the main dynamical mechanism for the downstream ridge building during the ET of Tokage (2004). Here, the discrepancy in the location and intensity of precipitation along the warm front suggests additional sensitivity runs for future work. The impact of changes in the microphysical scheme and other sources of model uncertainties on the ET could be assessed. Errors from the initial conditions provided by the ECMWF analysis cannot be rejected either. This other source of uncertainties could

also be tested by using perturbed initial conditions such as those built for ensemble forecasts. This would advance our understanding of the high sensitivity of *Helene* to its phasing with the RWT.

Furthermore, it would be interesting to apply the present methodology to other cases of ET. The three successive deepening and the bifurcation of tracks seen for *Helene* make this case unusual and complex. The role of the RWT could be assessed with simpler cases, as a single interaction of a TC with a RWT generally occurs during an ET event. In addition, an increase of the model resolution could have a direct impact on the TC itself if diabatic effects had smaller-scale characteristics than in the present case.

Acknowledgements

The authors thank Juan Escobar for his development and support in running Meso-NH on massively parallel computers, and Jean-Pierre Cammas for the use of the alternative balance omega inversion code and discussions about its interpretation. The first author warmly thanks Sarah Jones and her team for their welcome and helpful discussions during a research stay at the Karlsruhe Institute of Technology. Constructive and detailed comments from two anonymous reviewers helped to improve the manuscript. This study was sponsored by the French Ministry of Research through project ANR-VMC2007 'Forecast and projection in climate scenario of Mediterranean intense events: Uncertainties and Propagation on environment' (MedUP) and by the Institut National des Sciences de l'Univers through the EPIGONE project. The first author was supported by a CNRS and Météo-France PhD grant. Computer resources were allocated by GENCI (project 90569). AMSU data were obtained through the French Mixed Service Unit ICARE. Globally merged IR Brightness Temperature Data were downloaded from the NASA Mirador website.

References

- Agusti-Panareda A, Thorncroft C, Craig G, Gray S. 2004. The extratropical transition of hurricane Irene (1999): a potential vorticity perspective. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **130**: 1047–1074.
- Agusti-Panareda A, Gray S, Craig G, Thorncroft C. 2005. The extratropical transition of tropical cyclone Lili (1996) and its crucial contribution to a moderate extratropical development. *Mon. Weather Rev.* **133**: 1562–1573.
- Anwender D, Harr PA, Jones SC. 2008. Predictability associated with the downstream impacts of the extratropical transition of tropical cyclones: case studies. *Mon. Weather Rev.* **136**: 3226–3247.
- Bechtold P, Bazile E, Guichard F, Mascart P, Richard E. 2001. A mass flux convection scheme for regional and global models. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **127**: 869–886.
- Belamari S. 2005. *Report on uncertainty estimates of an optimal bulk formulation for surface turbulent fluxes*. Technical report, MERSEA IP Deliverable, D.4.1.2, 29.
- Buehler SA, John VO. 2005. A simple method to relate microwave radiances to upper tropospheric humidity. *J. Geophys. Res.* **110**: D02110, DOI: 10.1029/2004JD005111.
- Chaboureaud JP, Bechtold P. 2005. Statistical representation of clouds in a regional model and the impact on the diurnal cycle of convection during Tropical Convection, Cirrus and Nitrogen Oxides (TROCCINOX). *J. Geophys. Res.* **110**: D17103, DOI: 10.1029/2004JD005645.
- Chaboureaud JP, Söhne N, Pinty JP, Meirold-Mautner I, Defer E, Prigent C, Pardo JR, Mech M, Crewell S. 2008. A midlatitude cloud database validated with satellite observations. *J. Appl. Meteorol. Climatol.* **47**: 1337–1353.
- Chaboureaud JP, Pantillon F, Lambert D, Richard E, Claud C. 2012. Tropical transition of a Mediterranean storm by jet crossing. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **138**: 596–611.

- Coella P, Woodward P. 1984. The piecewise parabolic method (PPM) for gas-dynamical simulations. *J. Comput. Phys.* **54**: 174–201.
- Cuxart J, Bougeault P, Redelsperger JL. 2000. A turbulence scheme allowing for mesoscale and large-eddy simulations. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **126**: 1–30.
- Davis CA, Jones SC, Riemer M. 2008. Hurricane vortex dynamics during Atlantic extratropical transition. *J. Atmos. Sci.* **65**: 714–736.
- Davis C, Wang W, Dudhia J, Torn R. 2010. Does increased horizontal resolution improve hurricane wind forecasts? *Weather Forecast.* **25**: 1826–1841.
- Durrant DR. 1989. Improving the anelastic approximation. *J. Atmos. Sci.* **46**: 1453–1461.
- Franklin JL, Brown DP. 2008. Atlantic hurricane season of 2006. *Mon. Weather Rev.* **136**: 1174–1200.
- Glatt I, Doernbrack A, Jones S, Keller J, Martius O, Mueller A, Peters DHW, Wirth V. 2011. Utility of Hovmöller diagrams to diagnose Rossby wave trains. *Tellus* **63**: 991–1006.
- Grams C. 2011. Quantification of the downstream impact of extratropical transition for typhoon Jangmi and other case studies. PhD thesis, Karlsruhe Institute of Technology. http://www.imk-tro.kit.edu/english/4328_5346.php.
- Grams CM, Wernli H, Böttcher M, Čampa J, Corsmeier U, Jones SC, Keller JH, Lenz CJ, Wiegand L. 2011. The key role of diabatic processes in modifying the upper-tropospheric wave guide: a North Atlantic case-study. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **137**: 2174–2193.
- Harr PA, Dea JM. 2009. Downstream development associated with the extratropical transition of tropical cyclones over the western North Pacific. *Mon. Weather Rev.* **137**: 1295–1319.
- Harr P, Elsberry R, Hogan T. 2000. Extratropical transition of tropical cyclones over the western North Pacific. Part II. The impact of midlatitude circulation characteristics. *Mon. Weather Rev.* **128**: 2634–2653.
- Harr PA, Anwender D, Jones SC. 2008. Predictability associated with the downstream impacts of the extratropical transition of tropical cyclones: methodology and a case study of Typhoon Nabi (2005). *Mon. Weather Rev.* **136**: 3205–3225.
- Hart RE. 2003. A cyclone phase space derived from thermal wind and thermal asymmetry. *Mon. Weather Rev.* **131**: 585–616.
- Jiang H, Liu C, Zipser EJ. 2011. A TRMM-based tropical cyclone cloud and precipitation feature database. *J. Appl. Meteorol. Climatol.* **50**(6): 1255–1274.
- Jones SC, Harr PA, Abraham J, Bosart LF, Bowyer PJ, Evans JL, Hanley DE, Hanstrum BN, Hart RE, Lalaurette F, Sinclair MR, Smith RK, Thorncroft C. 2003. The extratropical transition of tropical cyclones: forecast challenges, current understanding, and future directions. *Weather Forecast.* **18**: 1052–1092.
- Keller JH, Jones SC, Evans JL, Harr PA. 2011. Characteristics of the TIGGE multimodel ensemble prediction system in representing forecast variability associated with extratropical transition. *Geophys. Res. Lett.* **38**: L12802, DOI: 10.1029/2011GL047275.
- Klein P, Harr P, Elsberry R. 2000. Extratropical transition of western North Pacific tropical cyclones: an overview and conceptual model of the transformation stage. *Weather Forecast.* **15**: 373–396.
- Klein P, Harr P, Elsberry R. 2002. Extratropical transition of western North Pacific tropical cyclones: midlatitude and tropical cyclone contributions to reintensification. *Mon. Weather Rev.* **130**: 2240–2259.
- Kurihara Y, Bender M, Ross R. 1993. An initialization scheme of hurricane models by vortex specification. *Mon. Weather Rev.* **121**: 2030–2045.
- Lafore JP, Stein J, Asencio N, Bougeault P, Ducrocq V, Duron J, Fischer C, Hérelil P, Mascart P, Masson V, Pinty JP, Redelsperger JL, Richard E, Vilà-Guerau de Arellano J. 1998. The Meso-NH Atmospheric Simulation System. Part I. Adiabatic formulation and control simulations. Scientific objectives and experimental design. *Ann. Geophys.* **16**: 90–109.
- Lang STK, Jones SC, Leutbecher M, Peng MS, Reynolds CA. 2012. Sensitivity, structure, and dynamics of singular vectors associated with hurricane *Helene* (2006). *J. Atmos. Sci.* **69**: 675–694.
- Laviola S, Levizzani V. 2011. The 183-WSL fast rain rate retrieval algorithm. Part I. Retrieval design. *Atmos. Res.* **99**: 443–461.
- Lynch P. 1989. Partitioning the wind in a limited domain. *Mon. Weather Rev.* **117**: 1492–1500.
- Mallet I, Cammas JP, Mascart P, Bechtold P. 1999. Effects of cloud diabatic heating on the early development of the FASTEX IOP17 cyclone. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **125**: 3439–3467.
- McTaggart-Cowan R, Gyakum J, Yau M. 2001. Sensitivity testing of extratropical transitions using potential vorticity inversions to modify initial conditions: Hurricane Earl case study. *Mon. Weather Rev.* **129**: 1617–1636.
- McTaggart-Cowan R, Gyakum J, Yau M. 2003. The influence of the downstream state on extratropical transition: Hurricane Earl (1998) case study. *Mon. Weather Rev.* **131**: 1910–1929.
- McTaggart-Cowan R, Gyakum J, Yau M. 2004. The impact of tropical remnants on extratropical cyclogenesis: case study of hurricanes Danielle and Earl (1998). *Mon. Weather Rev.* **132**: 1933–1951.
- Moscattello A, Miglietta MM, Rotunno R. 2008. Numerical analysis of a Mediterranean ‘hurricane’ over southeastern Italy. *Mon. Weather Rev.* **136**: 4373–4397.
- Nuissier O, Rogers RF, Roux F. 2005. A numerical simulation of hurricane Bret on 22–23 August 1999 initialized with airborne Doppler radar and dropsonde data. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **131**: 155–194.
- Pantillon F, Mascart P, Chaboureaud JP, Lac C, Escobar J, Duron J. 2011. Seamless MESO-NH modeling over very large grids. *C. R. Mecanique* **339**: 136–140.
- Pergaud J, Masson V, Malardel S, Couvreux F. 2009. A parameterization of dry thermals and shallow cumuli for mesoscale numerical weather prediction. *Bound.-Lay. Meteorol.* **132**: 83–106.
- Pinty JP, Jabouille P. 1998. A mixed-phase cloud parameterization for use in a mesoscale non-hydrostatic model: simulations of a squall line and of orographic precipitations. In *Conference on Cloud Physics*, Everett, WA. American Meteorological Society; 217–220.
- Riemer M, Jones SC. 2010. Downstream impact of tropical cyclones on a developing baroclinic wave in idealized scenarios of extratropical transition. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **136**: 617–637.
- Riemer M, Jones SC, Davis CA. 2008. The impact of extratropical transition on the downstream flow: an idealized modelling study with a straight jet. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **134**: 69–91.
- Ritchie EA, Elsberry RL. 2007. Simulations of the extratropical transition of tropical cyclones: phasing between the upper-level trough and tropical cyclones. *Mon. Weather Rev.* **135**: 862–876.
- Scheck L, Jones SC, Juckes M. 2011. The resonant interaction of a tropical cyclone and a tropopause front in a barotropic model. Part II. Frontal waves. *J. Atmos. Sci.* **68**(3): 420–429.
- Schwendike J, Jones SC. 2010. Convection in an African Easterly Wave over West Africa and the eastern Atlantic: a model case study of *Helene* (2006). *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **136**(SI): 364–396.
- Torn RD. 2010. Diagnosis of the downstream ridging associated with extratropical transition using short-term ensemble forecasts. *J. Atmos. Sci.* **67**: 817–833.

Chapitre 4

Transition extra-tropicale de Florence

4.1 Motivation

La transition extra-tropicale d'Hélène en Atlantique Nord sort de l'ordinaire à double titre. D'une part, elle a présenté des caractéristiques inhabituelles, par le maintien d'un cœur chaud profond jusqu'à sa dissipation et par trois réintensifications régulières lors de l'interaction avec trois filaments de tourbillon potentiel. D'autre part, un méditerranéen en son aval s'est formé au sud-est de l'Italie, et la prévision de ce dernier a été particulièrement difficile par sa nature méso-échelle de tempête de type tropical. Le caractère extraordinaire d'Hélène est comparé au comportement plus simple de Florence. La transition extra-tropicale de Florence est étudiée ici avec les mêmes outils de simulation et de diagnostic que ceux utilisés précédemment afin de faciliter la comparaison entre les deux cas. Les simulations d'Hélène ont montré une faible dépendance à la résolution horizontale de la structure et de la quantité de précipitations, ainsi que du développement en aval. Elles ont par contre montré une forte sensibilité à la synchronisation d'Hélène avec le train d'ondes de Rossby et ainsi qu'une sous-estimation des précipitations observées le long d'un front chaud. L'étude de Florence doit permettre de vérifier ces caractéristiques de la simulation d'une transition extra-tropicale.

4.2 Description de la transition extra-tropicale

Florence s'est formée à partir de la combinaison de deux ondes d'est africaines le 3 septembre 2006. Sa dépression tropicale initiale s'est intensifiée lentement dans un environnement caractérisé par un cisaillement vertical de vent important jusqu'au 8 septembre. Ce n'est que le matin du 10 septembre que les vents de Florence ont atteint la force ouragan (supérieurs à 33 m s^{-1}), avec une intensité maximale de 40 m s^{-1} dans la soirée. Après avoir balayé les Bermudes sans causer de dégâts majeurs, Florence a recourbé vers le nord-est le 12 septembre en maintenant des vents de force ouragan, jusqu'à être classifiée extra-tropicale le 13 septembre en s'approchant de l'île de Terre-Neuve. La dépression résultante s'est ensuite affaiblie dès le 14 septembre sur l'océan avant d'être absorbée par un centre dépressionnaire quelques jours plus tard (pour une description complète, voir *Franklin and Brown, 2008*).

La circulation des latitudes moyennes était complexe à l'arrivée de Florence (Figure 4.1 à gauche). Un large filament de tourbillon potentiel (F) s'est formé le 12 septembre à partir d'un thalweg au nord de Florence (L_{Flo}), pour s'enrouler dans le sens cyclonique autour de l'ouragan le 13 septembre. Cet enroulement a coïncidé avec la réintensification de Florence en tant que cyclone extra-tropical. Florence a ensuite été entourée par le filament puis a été entraînée dans une région de fort tourbillon potentiel d'altitude. Sa couverture nuageuse, bien développée au nord le 12 septembre avec un bord net le long du gradient de tourbillon potentiel, s'est dissipée progressivement (Figure 4.1 à droite). Au sud de Florence, à l'est de $60^\circ W$, une couverture nuageuse compacte bien nette en imagerie infrarouge marque la position de Gordon. Son creux de pression de surface est peu marqué dans l'analyse du CEPMMT.

Une dépression d'altitude (D) en amont de Florence le 12 septembre s'est déplacée vers les tropiques sans interagir fortement avec l'ouragan, et un thalweg sur les Etats-Unis (T_{up}) s'est détaché en goutte froide pour connaître le même sort (Figure 4.1). En aval de Florence, un thalweg déjà bien étiré à l'arrivée de l'ouragan (T_{Med}) s'est séparé en filament de tourbillon potentiel en induisant des précipitations intenses du 13 au 15 septembre en Méditerranée occidentale (section 2.1.1). Un autre thalweg (T_{down}) s'est étiré plus à l'ouest dès le 12 septembre. Le gonflement simultané d'une dorsale directement en aval de Florence a contribué à ce nouvel étirement, qui a résulté en une goutte froide sur la Méditerranée le 16 septembre, déclenchant un nouvel épisode de précipitations intenses (section 2.1.1).

Un diagramme d'espace de phase de cyclone (Figure 4.2) montre que l'asymétrie de Florence dans les basses couches a augmenté dès le 11 septembre, signe de son entrée dans un environnement barocline et du début de sa transition extra-tropicale. Les vents de Florence étaient encore de force ouragan, avec un maximum de 40 m s^{-1} atteint la veille. Contrairement à Héléne, Florence a perdu son cœur chaud lors de sa réintensification, pendant l'enroulement d'un filament de tourbillon potentiel le 13 septembre. Son asymétrie a alors de nouveau diminué. Excepté lors d'une phase transitoire le 14 septembre, la transition extra-tropicale de Florence n'a donc pas abouti à la formation d'un cyclone asymétrique à cœur froid. Florence s'est dissipée à la fin de sa réintensification, tout comme Héléne dix jours après elle.

4.3 Évolution de Florence dans les simulations

Des simulations de la transition extra-tropicale de Florence ont été effectuées avec le modèle Méso-NH en version 4.8 (Section 2.2.1). A l'instar du cas d'Héléne, deux simulations LowRes et HiRes ont été exécutées avec des pas de grille respectifs de 24 et 4 km, c'est-à-dire en mode régional et en mode CRM. Toutes deux ont utilisé des paramétrisations de la convection profonde et peu profonde. Les simulations ont été initialisées à partir de l'analyse du CEPMMT du 12 septembre 2006, sur le même domaine qu'Héléne s'étendant du Pacifique Nord-Est à la Méditerranée occidentale (Figure 4.1). Cette analyse a été préférée à celle du 11 septembre, date du début de la transition extra-tropicale selon le diagramme d'espace de phase. Le creusement de

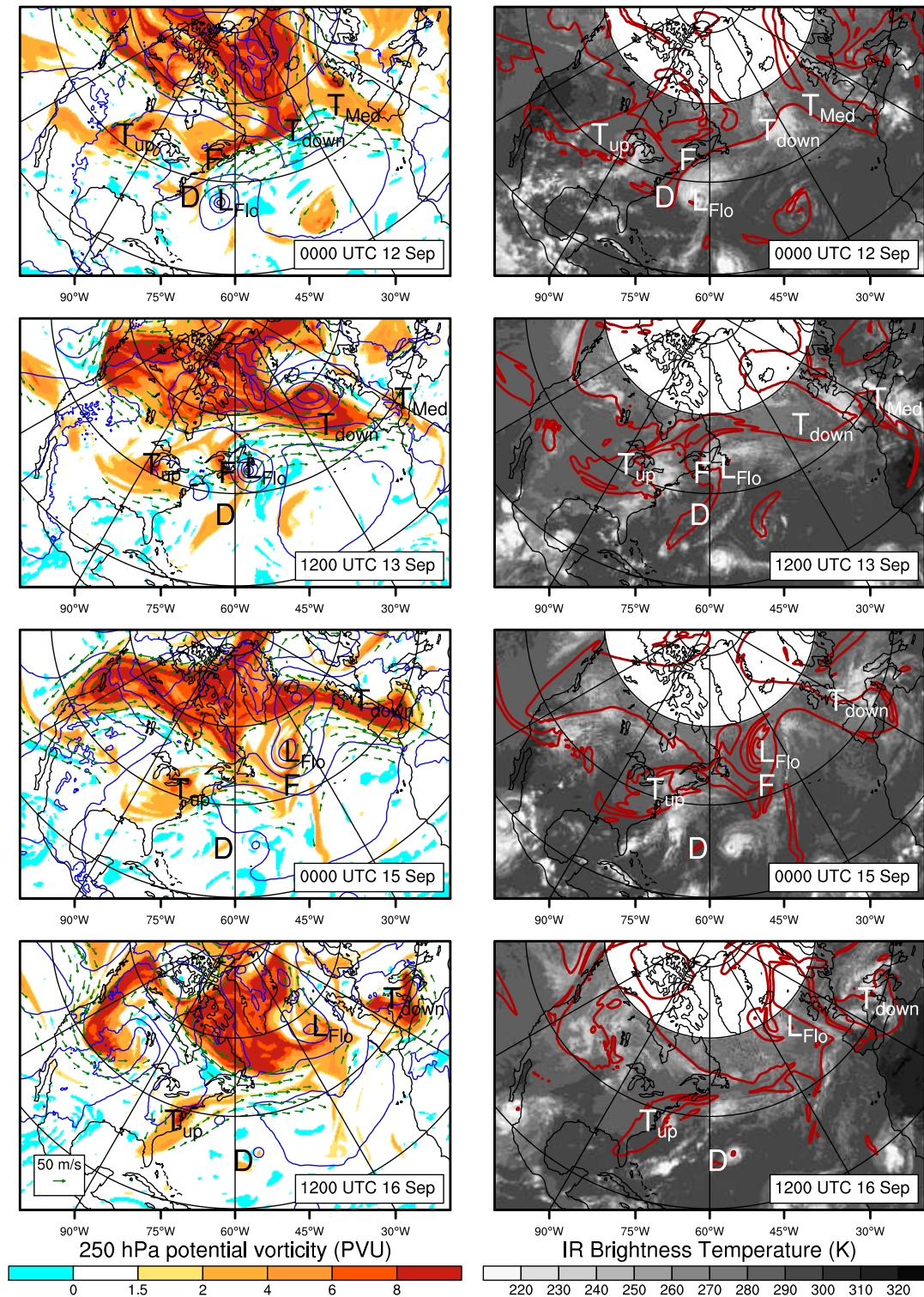


FIG. 4.1: A gauche : tourbillon potentiel à 250 hPa (surfaces, $1 \text{ PVU} = 10^{-6} \text{ K m}^2 \text{ kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$), vent à 250 hPa (vecteurs verts au-dessus de 30 m s^{-1}) et pression réduite au niveau de la mer (contours bleus tous les 10 hPa) de l'analyse du CEPMMT. A droite : température de brillance InfraRouge (IR) fusionnée mondiale (surfaces, K) et tourbillon potentiel à 250 hPa (contour rouge à 2 PVU). Les lettres marquent la position de Florence (L_H), de la dépression de tropopause (D), du filament de tourbillon potentiel (F) et des thalwegs en amont (T_{up}) et en aval (T_{down}) de Florence, et sur la Méditerranée (T_{Med}).

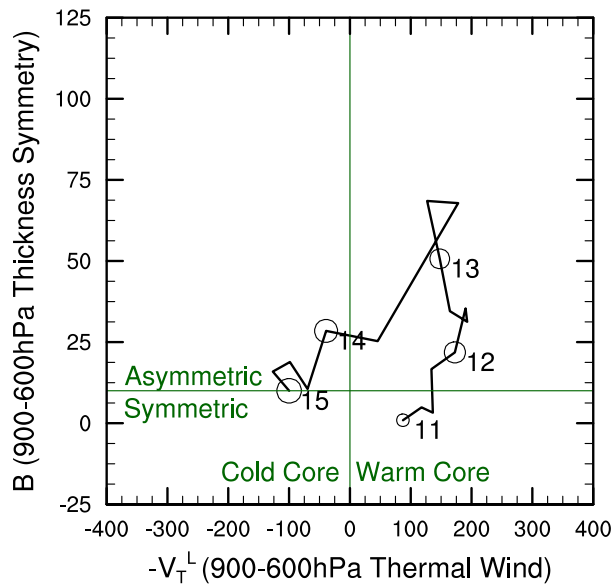


FIG. 4.2: Diagramme d'espace de phase de cyclone de Florence, à partir d'analyses du CEPMMT. Les jours sont donnés à 0 h UTC en septembre 2006. Le rayon des cercles est proportionnel à l'étendue des vents de force coup-de-vent (supérieurs à 17 m s^{-1}) à 925 hPa.

Florence souffre d'une sous-estimation rédhibitoire de 16 hPa dans l'analyse du 11 septembre par rapport à l'analyse du NHC.

La trajectoire de Florence a marqué une différence notable avec celle d'Hélène en suivant de plus près les côtes nord-américaines. Florence a ainsi été confrontée à un fort gradient négatif de la température de surface de la mer (Figure 4.3). La diminution de température de surface sous la trajectoire de Florence était d'environ 10°C au cours de la seule journée du 13 septembre, pendant l'enroulement du filament de tourbillon potentiel F. En comparaison, elle était d'environ 5°C seulement sous la trajectoire d'Hélène pendant les trois jours de sa réintensification. Cette différence peut expliquer le maintien d'un cœur chaud prolongé plus longtemps dans le cas d'Hélène, grâce à des flux de surface plus importants.

Les simulations Méso-NH HiRes et LowRes ont prédit une bonne trajectoire de Florence jusqu'à la fin de son interaction avec le filament de tourbillon potentiel F le 14 septembre, tout comme la prévision déterministe du CEPMMT (Figure 4.3). Les deux simulations ont ensuite prédit une lente dérive de Florence vers le sud-est par rapport à sa position analysée, comme la prévision un jour plus tard. L'impact de la résolution horizontale sur la trajectoire a donc été faible dans ce cas, et les simulations Méso-NH ont été moins précises que la prévision opérationnelle après 3 jours d'échéance. Aucune bifurcation de la trajectoire ne s'est produite, signe d'une moins grande sensibilité à la synchronisation avec le train d'ondes de Rossby que dans le cas d'Hélène.

Florence a connu une unique réintensification liée à sa transition extra-tropicale le 13 septembre (Figure 4.4). Celle-ci a coïncidé avec l'enroulement du filament de tourbillon potentiel d'altitude (F sur la Figure 4.1), l'arrivée de Florence sur de l'eau plus froide (Figure 4.3) et la perte de son cœur chaud (Figure 4.2). Les simulations HiRes et LowRes ont bien prévu cette réintensification après un palier au cours des premières

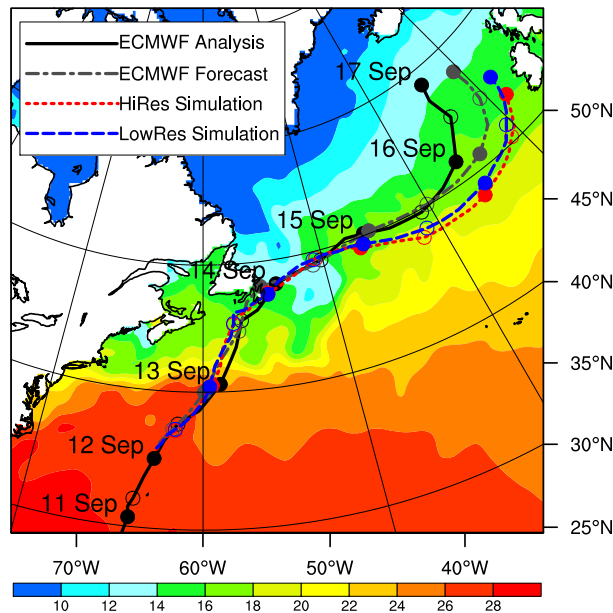


FIG. 4.3: Température de surface de la mer à 0 h UTC le 12 septembre 2006 dans l'analyse du CEPMMT (surfaces en °C) et trajectoire de Florence dans l'analyse et la prévision opérationnelle du CEPMMT et dans les simulations Méso-NH HiRes et LowRes. Cercles pleins à 0 h UTC et creux à 12 h UTC.

24 h, tout comme la prévision du CEPMMT (Figure 4.4). Comme dans le cas d'Hélène, l'augmentation de la résolution du modèle Méso-NH a accru le creusement de la pression de surface pendant les trois premiers jours. Le cyclone extra-tropical issu de Florence s'est à nouveau creusé le 16 septembre avant de se dissiper. Les simulations ont manqué ce nouveau creusement mais sans conséquence sur les épisodes de précipitations intenses en aval.

Les précipitations autour de Florence ont quant à elles marqué deux pics d'intensité, un premier en tout début de simulation le 12 septembre et un second après 30 h (Figure 4.5). Le premier pic provient de fortes précipitations le long d'un front chaud au nord-est de Florence, provoquées par l'advection d'air tropical par sa circulation cyclonique vers une zone barocline pré-existante. Il n'a pas été accompagné d'un creusement de pression. Le deuxième pic correspond en revanche à la diminution rapide de la pression de surface marquant la réintensification de Florence. Comme dans le cas d'Hélène, mais avec une intensité plus faible, le taux de précipitations est très proche entre les simulations HiRes et LowRes.

Cette similarité entre simulations se retrouve dans les champs de précipitations au cours de la réintensification le 13 septembre (Figure 4.6 en haut). Un taux de pluie dérivé de l'observation micro-ondes AMSU-B à 9 h 45 UTC (section 2.2.3) montre des bandes de précipitations depuis le nord de Florence enroulées dans le sens cyclonique vers le sud, ainsi que de plus faibles précipitations discontinues sur un front chaud au nord-est. Les simulations HiRes et LowRes ont reproduit ces deux zones de manière similaire à 12 h UTC. Comme dans le cas d'Hélène, l'intensité des précipitations près du centre cyclonique a été beaucoup plus élevée dans les simulations que dans l'ob-

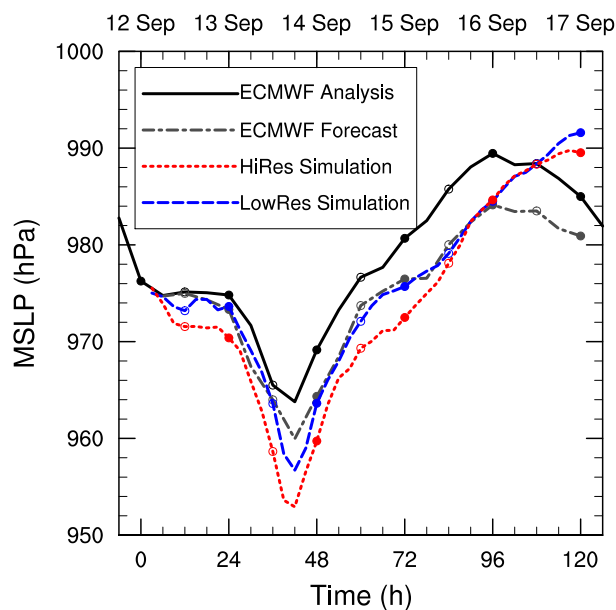


FIG. 4.4: Evolution temporelle du minimum de pression réduite au niveau de la mer à partir du 12 septembre 2006 à 0 h UTC, dans l'analyse et la prévision opérationnelle du CEPMMT et dans les simulations Mésos-NH HiRes et LowRes. Cercles pleins à 0 h UTC et cercles creux à 12 h UTC.

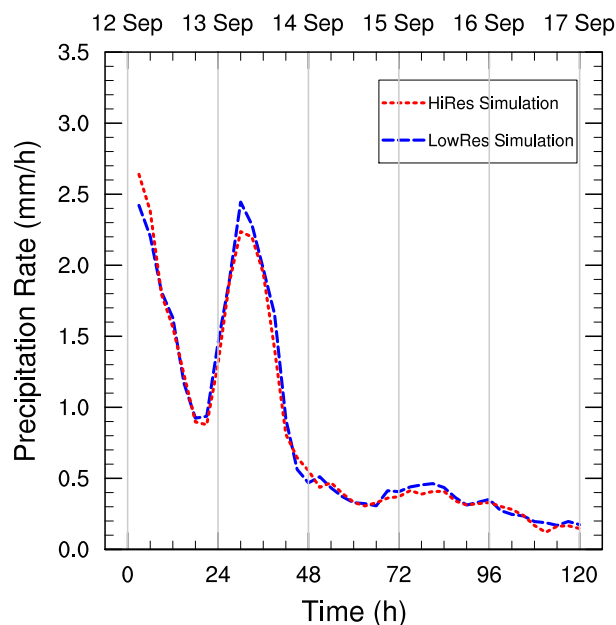


FIG. 4.5: Evolution temporelle du taux de précipitations à partir du 12 septembre 2006 à 0 h UTC, moyenné dans un rayon de 400 km autour de la position de Florence, dans les simulations Mésos-NH HiRes et LowRes.

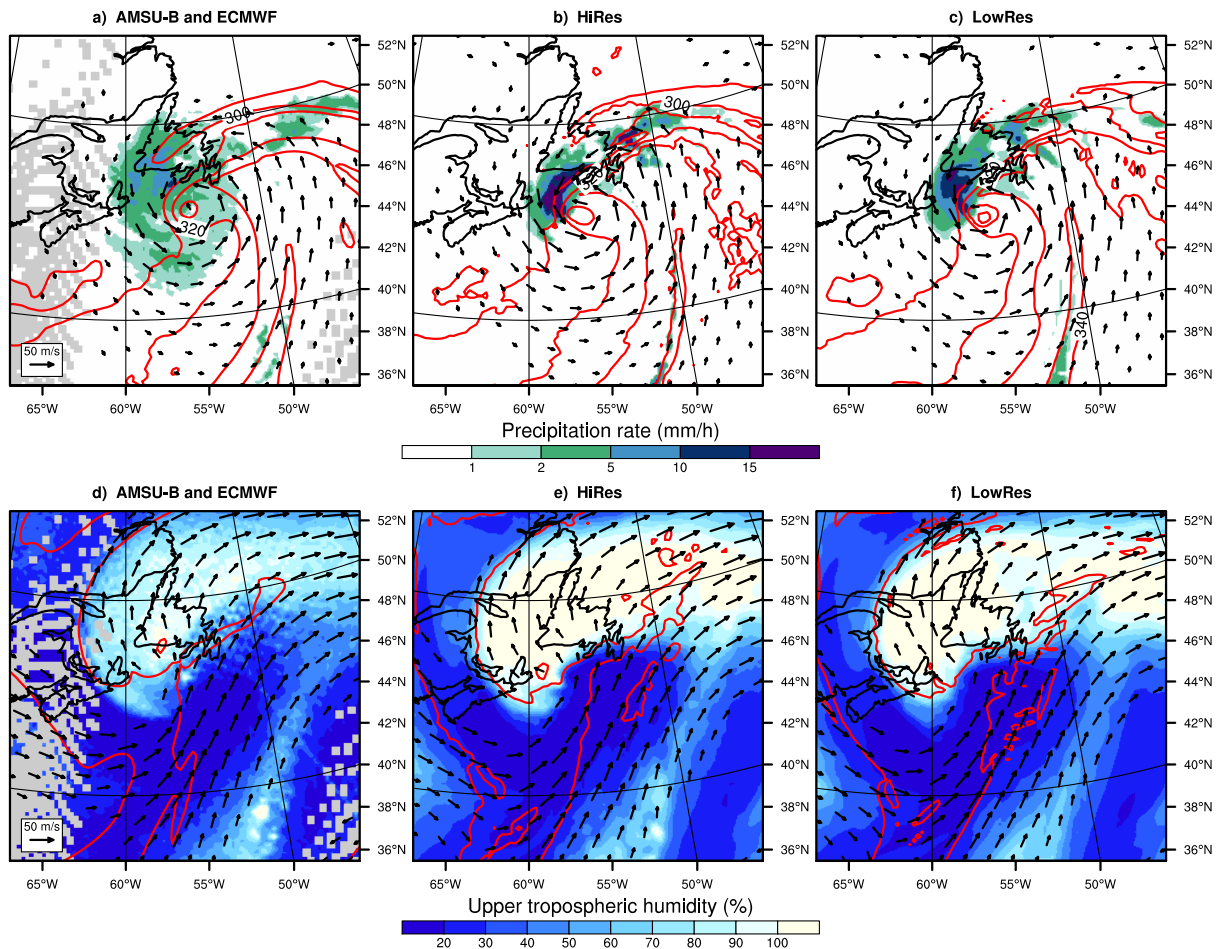


FIG. 4.6: (a-c) Taux de précipitations (surfaces, mm h^{-1}), θ_E à 925 hPa (contours rouges tous les 10 K) et vent à 925 hPa (vecteurs au-dessus de 10 m s^{-1}). (d-f) Humidité de haute troposphère (surfaces, %), tourbillon potentiel à 250 hPa (contours rouges à 1.5 PVU) et vent à 250 hPa (vecteurs au-dessus de 30 m s^{-1}). Champs le 13 septembre 2006 (a, d) de l'observation AMSU-B à 9 h 45 UTC et de l'analyse du CEPMMT à 12 h UTC, des simulations Méso-NH (b, e) HiRes et (c, f) LowRes à 12 h UTC ($t+36$). Tous les champs sont interpolés sur la même grille à 24 km.

servation. Au contraire du cas d'Hélène, l'intensité simulée était aussi plus élevée sur le front chaud mais nulle au sud du centre cyclonique. La sous-estimation des précipitations du modèle par rapport à l'observation constatée pour Hélène n'est donc pas systématique. Les différences entre le modèle et les observations varient selon le type de précipitations, convectives ou frontales, et entre les deux cas de transition extratropicale. Leur origine demande à être déterminée, dans un biais du modèle ou de l'algorithme de restitution.

Encore plus que le champ de précipitations, le champ d'humidité de haute troposphère de Florence au cours de sa réintensification ressemble à celui d'Hélène. L'enroulement du filament de tourbillon potentiel dans l'analyse est accompagné d'une intrusion d'air sec, comme le montre l'observation AMSU-B (Figure 4.6 en bas). Tout comme Hélène, Florence est alors située en entrée droite d'un courant-jet en aval. Ces conditions favorables à la réintensification sont reproduites par les simulations HiRes

et LowRes, à nouveau très similaires entre elles. Ces simulations reproduisent fidèlement la structure observée de la couverture nuageuse, importante au nord du centre cyclonique et limitée dans l'air tropical au sud-est. Les simulations présentent un biais humide par rapport à l'observation, montrant cette fois-ci un biais commun avec le cas d'Hélène. Des études d'autres cas ou dans d'autres conditions sont nécessaires afin de déterminer si ce biais est systématique.

4.4 Interaction avec la circulation des latitudes moyennes

Alors qu'Hélène a interagi avec un train d'ondes de Rossby pré-existant de forte amplitude, aucun thalweg ou dorsale bien marqué n'est présent à l'arrivée de Florence aux latitudes moyennes (Figure 4.1). De plus, Florence n'a connu qu'une unique réintensification bien prédite, contre trois pour Hélène dont la dernière s'est montrée très sensible à la synchronisation de l'ouragan avec le train d'ondes de Rossby. En dépit de ces différences, les deux ouragans se sont réintensifiés par des processus communs. A nouveau, plusieurs diagnostics appliqués précédemment au cas d'Hélène le sont ici au cas de Florence afin de mettre en avant ces processus communs, mais aussi de différencier entre les deux cas.

Les zones d'ascendances se sont enroulées autour de Florence lors de sa réintensification le 13 septembre en même temps que le large filament de tourbillon potentiel d'altitude (Figure 4.7 a). Cet enroulement est similaire à celui de F_2 dans le cas d'Hélène, mais avec un filament plus large. Une coupe verticale des champs issus du modèle (Figure 4.7 d) révèle un dipôle d'ascendances obliques le long d'isentropes humides au nord-nord-ouest du centre cyclonique, conformément au modèle de *Klein et al.* (2000) (Figure 1.2). Ces ascendances sont plus faibles que dans le cas d'Hélène et la convection droite près du centre est absente. D'autres ascendances sont par contre présentes au sud-sud-est du centre cyclonique. Leur présence dans le cas de Florence seulement s'explique par le choix d'une échéance plus avancée dans la phase de réintensification.

Comme dans le cas d'Hélène, la vitesse verticale issue du forçage diabatique dans l'équation ω reproduit à la fois la structure et l'intensité de celle issue directement du modèle (Figure 4.7 b et e). Le forçage dynamique (Figure 4.7 c et f) reste inférieur au forçage diabatique mais atteint le même ordre de grandeur, contrairement au cas d'Hélène. Le forçage dynamique est donc clairement important, avec une continuité depuis la surface jusqu'au-dessus de 500 hPa. Cette continuité suggère une superposition du forçage dynamique de basse et de moyenne troposphère. Le premier provient de l'advection chaude au nord-nord-ouest et froide au sud-sud-est issue de l'enroulement de la zone barocline. Le second a pour origine l'advection différentielle de tourbillon issue de l'enroulement du filament d'altitude, positive au nord-nord-ouest et négative au sud-sud-est. Le filament plus large dans le cas de Florence explique le forçage dynamique plus important que dans le cas d'Hélène. Un forçage orographique supplémentaire est probable par la localisation des ascendances le long des monts Long Range à l'ouest

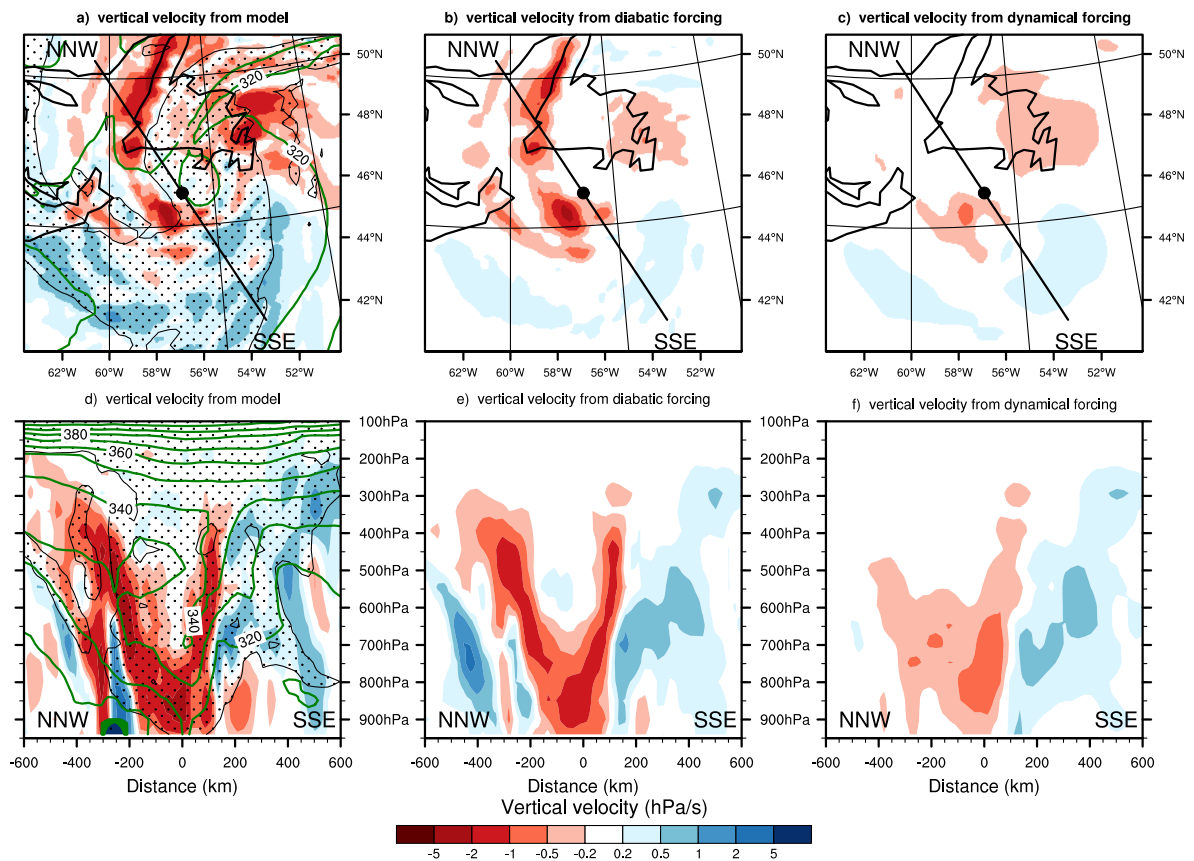


FIG. 4.7: Vitesse verticale ω (surfaces, hPa s^{-1}) dans la simulation LowRes à 18 h UTC le 23 September 2006 ($t+42$) : (a) des champs du modèle à 400 hPa, avec le tourbillon potentiel à 250 hPa (surface pointillée à 1.5 PVU) et θ_E à 950 hPa (contours tous les 10 K), des forçages (b) dynamique et (c) diabatique à 400 hPa. Champs en (d-f) comme en (a-c) mais dans une coupe verticale du nord-nord-est au sud-sud-est centrée sur Florence, voire trace en (a-c).

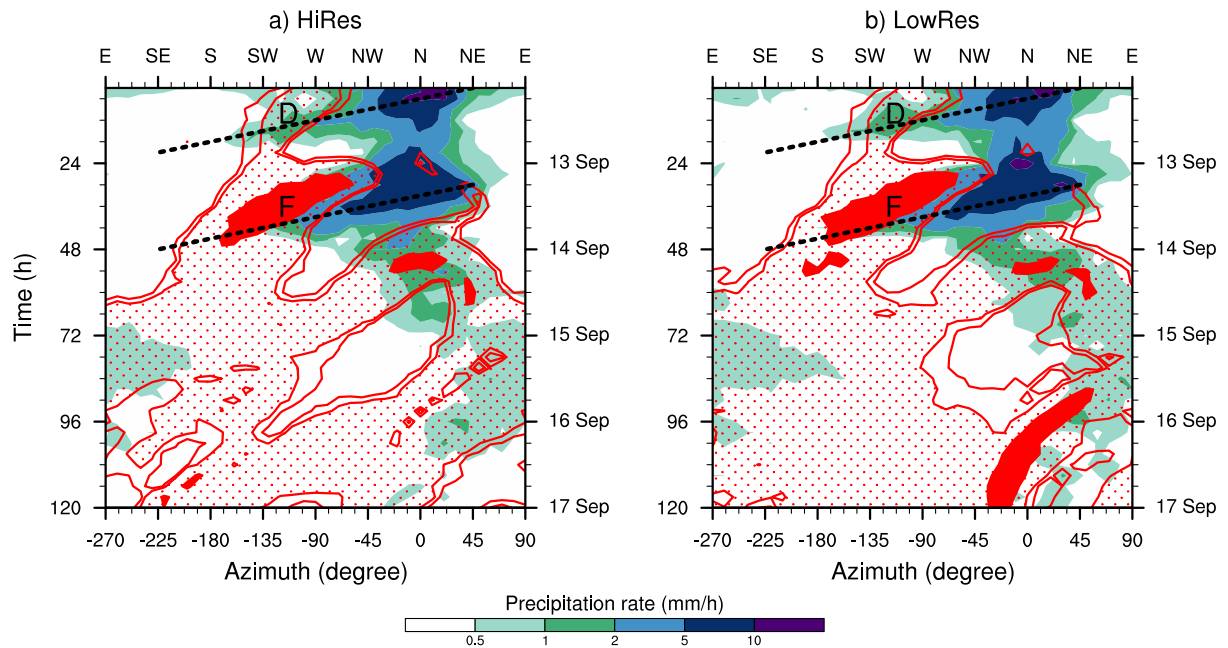


FIG. 4.8: Diagramme temps-azimut des simulations Méso-NH (a) HiRes et (b) LowRes. Evolution temporelle à partir du 22 septembre 2006 à 0 h UTC, du taux de précipitations dans un rayon de 400 km autour de Florence (surfaces, mm h^{-1}) et du tourbillon potentiel à 250 hPa dans un anneau de 300 à 600 km autour de Florence (contours rouges, vides à 1.5 PVU, remplis de pointillés à 2 PVU et pleins à 5 PVU). Champs moyennés dans des tranches de 10° en azimut. Les lettres indiquent la position de la dépression de tropopause (D) et du filament de tourbillon potentiel (F), les lignes discontinues suivent l'enroulement des précipitations.

de l'île de Terre-Neuve. Le forçage total est cependant plus fort dans le cas d'Hélène, en raison d'un chauffage diabatique plus prononcé, qui maintient un cœur chaud au contraire du cas de Florence.

La comparaison entre les deux cas se poursuit par l'examen de l'évolution temporelle conjointe des précipitations et du tourbillon potentiel d'altitude dans l'environnement de Florence (Figure 4.8). Deux maxima d'intensité de précipitations se sont créés sur le front chaud au nord de Florence, avant de s'enrouler dans le sens cyclonique en 24 h environ. Comme dans le cas d'Hélène, ces deux maxima ont été précédés par l'arrivée et l'enroulement plus lent de deux maxima de tourbillon potentiel d'altitude. La dépression de tropopause D et le filament F associés à Florence rappellent les deux premiers filaments F_1 et F_2 associés à Hélène. L'intervalle de 30 h entre les deux maxima de précipitations de Florence et leur enroulement en 24 h rappellent également l'intervalle de 24 h entre les deux premiers d'Hélène et leur enroulement en 18 h, avec une dynamique légèrement plus lente.

Ce parallèle suggère un processus commun aux deux ouragans. Le premier maximum de précipitations semble issu du front chaud créé par l'interaction entre la circulation cyclonique et la zone barocline. La première structure de tourbillon potentiel, respectivement D et F_1 , s'enroule de manière essentiellement passive lors de cette interaction. Le deuxième maximum de précipitations est en revanche déclenché par le forçage dynamique issu du déferlement cyclonique du deuxième filament plus massif,

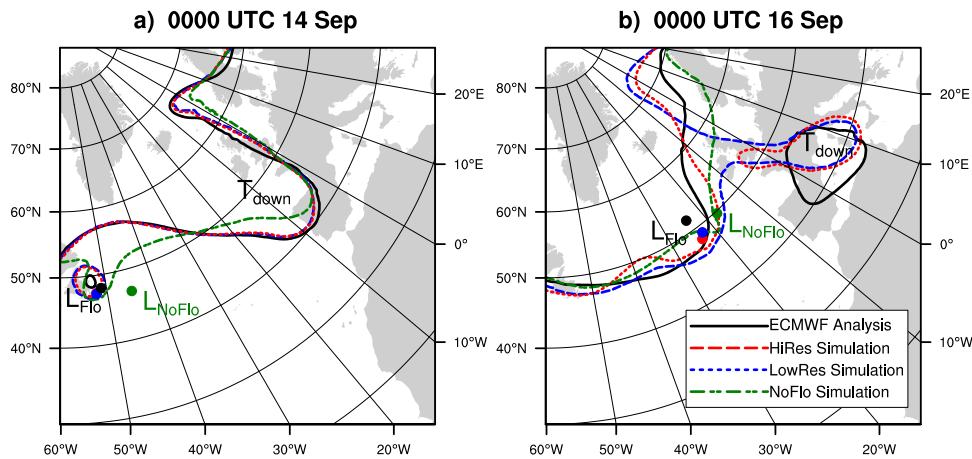


FIG. 4.9: Altitude géopotentielle à 250 hPa (contour à 10500 m), (a) à 00 h UTC le 24 septembre ($t+48$) et (b) à 00 h UTC le 26 septembre 2006 ($t+96$), dans l'analyse du CEPMMT et les simulations Meso-NH HiRes, LowRes et NoFlo. Les lettres marquent la position de Florence (L_{Flo}), de la dépression qui se développe en l'absence de Florence (L_{NoFlo}) et du thalweg d'altitude en aval (T_{down}).

respectivement F et F_2 . Les deux cas ont ainsi la même dynamique de réintensification. Ils diffèrent seulement par l'amplitude des phénomènes impliqués. Le déferlement du large filament F a ainsi induit un forçage dynamique significatif sur Florence et a marqué la fin de sa transition extra-tropicale. Le déferlement du filament F_2 a quant à lui induit un forçage dynamique plus faible sur Hélène. Sa transition extra-tropicale s'est poursuivie jusqu'au déferlement du filament F_3 , plus creusé, issu d'un nouvel apport de tourbillon potentiel. Le creusement systématique d'Hélène à chaque maximum d'intensité des précipitations s'explique par une activité diabatique plus forte.

La similarité des précipitations entre les simulations HiRes et LowRes dans le cas de Florence montre à nouveau leur faible sensibilité à la résolution du modèle (Figure 4.8). Comme dans le cas d'Hélène, des différences tardives dans le tourbillon potentiel d'altitude proviennent de la dynamique de grande échelle et apparaissent trop tard pour avoir un impact significatif en aval. La similarité du développement en aval entre les simulations HiRes et LowRes est illustrée par une comparaison de l'altitude géopotentielle en haute troposphère juste après la transition extra-tropicale de Florence le 14 septembre, et pendant l'épisode de précipitations intenses en Méditerranée le 16 septembre (Figure 4.9). Le gonflement de la dorsale en aval de Florence est bien décrit par les simulations HiRes et LowRes après 48 h, sans différence notable entre elles. L'étirement du thalweg T_{down} en aval souffre par contre d'une légère sous-estimation, dans les deux simulations. Après 96 h, la formation d'une goutte froide sur la Méditerranée y est retardée. Le retard est plus faible dans HiRes que dans LowRes mais sans différence significative sur le déclenchement des précipitations.

L'origine de la sous-estimation de l'étirement du thalweg en aval de Florence n'est pas claire dans ces simulations. Contrairement au cas d'Hélène, elle n'est manifestement pas due à une sous-estimation du gonflement de la dorsale en aval. Elle paraît être liée à la description propre du déferlement du thalweg, et non à la transition extra-

tropicale. Il existe cependant un lien entre Florence et l'étirement de ce thalweg en aval, comme le montre le filtrage de l'ouragan dans Méso-NH. Comme dans le cas d'Hélène, les champs de vent, de température, de pression de surface et d'humidité ont été filtrés à l'initialisation du modèle (section 2.2.2). En raison d'une initialisation plus tardive dans le cas de Florence, et donc d'un ouragan plus proche de la zone barocline, le rayon de filtrage a été réduit de 1500 à 1000 km. Cette réduction de rayon permet de préserver l'environnement de l'ouragan, mais pas de filtrer complètement la structure de Florence. Son importance pour sa propre réintensification est donc difficile à estimer. En revanche, le filtrage montre clairement l'impact de la transition extra-tropicale sur la Méditerranée comme dans le cas d'Hélène, puisque l'absence de Florence implique l'absence de la goutte froide en aval (Figure 4.9).

4.5 Discussion

Certaines caractéristiques générales d'une transition extra-tropicale ont été retrouvées dans les cas de Florence et d'Hélène. Dans les deux cas, la structure thermique et nuageuse de l'ouragan est devenue dipolaire, avec l'advection d'air polaire froid et sec à l'ouest et d'air tropical chaud et humide à l'est. L'affaiblissement de la convection tropicale a été compensée par le développement d'ascendances obliques sur un front chaud coïncidant avec l'entrée-droite d'un courant-jet en aval. Ces caractéristiques, déjà observées dans plusieurs cas de transitions extra-tropicales en Atlantique Nord, correspondent au modèle conceptuel de *Klein et al.* (2000) sur le Pacifique Nord-Ouest (Figure 1.2). La distinction de ce modèle conceptuel entre une première phase de transformation et une seconde phase de réintensification a été retrouvée dans le cas de Florence. Au cours de sa réintensification forcée dynamiquement par un thalweg en amont, Florence a perdu son cœur chaud conformément à l'évolution-type de *Hart* (2003) (Figure 1.1). L'évolution d'Hélène a par contre été différente de ces modèles conceptuels. Grâce à un dégagement important de chaleur latente, Hélène a conservé son cœur chaud pendant sa phase de réintensification, qui a chevauché sa phase de transformation. Le dégagement de chaleur latente a par ailleurs maintenu la convection droite proche du cœur d'Hélène en plus de renforcer la convection oblique.

Ce contraste entre Florence et Hélène rappelle celui entre le mode barocline de l'ouragan Earl (1998) et le mode tropical de l'ouragan Danielle (1998) distingués par *McTaggart-Cowan et al.* (2003). La position de Danielle en sortie gauche d'un courant-jet en amont, avancée pour expliquer son mode tropical, ne se retrouve pourtant pas dans le cas d'Hélène, en entrée droite d'un courant-jet en aval comme Earl (Figure 1.3). La distinction basée sur la position du cyclone par rapport au courant-jet ne s'applique donc pas toujours. Une distinction basée sur la trajectoire du cyclone est suggérée ici. Le chauffage diabatique s'est rapidement affaibli au passage de Florence sur le courant du Labrador, alors qu'il s'est prolongé pendant le déplacement d'Hélène sur le Gulf Stream. Cette distinction rejoint celle de *Thorncroft and Jones* (2000) pour expliquer la différence entre le maintien du cœur chaud de l'ouragan Iris (1996) et la perte du cœur chaud de l'ouragan Félix (1995) sur des eaux plus froides.

La réintensification d'Hélène a requis la présence de sa circulation cyclonique et de ses anomalies de température et d'humidité. Quand celles-ci ont été filtrées, un nouveau cyclone de surface s'est certes développé mais loin des restes d'Hélène, qui se sont dissipés rapidement. Hélène a ainsi été indispensable à sa propre réintensification, comme l'ouragan Lili (1996), le typhon Bing (1997) et l'ouragan Danielle (1998) avant elle (*Agusti-Panareda et al.*, 2005; *Klein et al.*, 2002; *McTaggart-Cowan et al.*, 2004a). Le train d'ondes de Rossby a également joué un rôle important dans la réintensification d'Hélène. Même si un forçage dynamique du train d'ondes de Rossby n'a pu être mis en évidence, il a été suggéré par la coïncidence temporelle entre l'éirement successif de 3 filaments de tourbillon potentiel et 3 réintensifications successives d'Hélène. Le rôle de l'ouragan Florence dans sa propre réintensification n'a quant à lui pu être déterminé. La proximité trop forte de l'environnement barocline à l'initialisation des simulations a empêché le filtrage complet de la structure de Florence. Au vu de son mode barocline similaire à celui d'Earl (*McTaggart-Cowan et al.*, 2004a), Florence a probablement eu un rôle limité dans sa propre réintensification.

Malgré une contribution différente des processus dynamiques et diabatiques, Florence et Hélène ont partagé la même séquence de réintensification. Dans les deux cas, les précipitations autour de l'ouragan ont montré deux maxima d'intensité espacés d'un jour environ. Ces précipitations se sont ensuite enroulées autour de l'ouragan en même temps qu'une structure de tourbillon potentiel d'altitude. Le premier maximum de précipitations correspond à la formation du front chaud par l'advection d'air tropical vers la zone barocline par la circulation cyclonique. Un premier filament de tourbillon potentiel est alors enroulé passivement par la circulation cyclonique. Le deuxième maximum de précipitations correspond à la réintensification de l'ouragan par le déferlement d'un nouveau filament de tourbillon potentiel. Ce double maximum de précipitations met en lumière un élément nouveau de la dynamique d'un ouragan en transition extra-tropicale jamais mentionné auparavant. Une analyse détaillée pourrait montrer sa présence systématique, qui n'aurait pas été observée dans des études précédentes en raison d'une analyse de trop grande échelle spatiale et temporelle. Dans le cas d'Hélène, un troisième maximum de précipitations pendant le déferlement d'un troisième filament de tourbillon potentiel apparaît par contre comme un phénomène exceptionnel. Une analyse détaillée pourrait également montrer des points communs entre le premier maximum de précipitations et un événement de précipitations intenses prédécesseur de l'arrivée d'un cyclone tropical. Un tel événement a été observé avant l'arrivée d'un ouragan sur trois lors de sa recourbure vers l'est ; aucun n'a été observé dans les cas de Florence et d'Hélène (*Galarneau et al.*, 2010).

Le chauffage diabatique important d'Hélène a entretenu un dipôle vertical de tourbillon potentiel comme dans le modèle conceptuel de *Agusti-Panareda et al.* (2004) (Figure 1.4). Celui-ci est basé sur la transition extra-tropicale de l'ouragan Irène (1999). L'anomalie positive de basse troposphère a cependant eu un effet différent, en maintenant la circulation cyclonique d'Hélène alors qu'elle a provoqué une nouvelle cyclogenèse au détriment d'Irène. L'anomalie négative de haute troposphère a quant à elle contribué à l'accélération d'un courant-jet en aval comme dans le cas d'Irène. Cette accélération n'est pas purement diabatique puisque la circulation de sortie diver-

gente d'Hélène y a aussi contribué de manière dynamique, corroborant les résultats de *Riemer et al.* (2008) et *Riemer and Jones* (2010) dans un cadre idéalisé. La circulation de sortie divergente d'Hélène a toutefois été maintenue par des processus diabatiques. Elle peut donc être considérée comme un effet indirect du chauffage diabatique, en accord avec l'interprétation de *Grams et al.* (2011).

L'accélération du courant-jet en aval d'Hélène a renforcé un train d'ondes de Rossby, conformément au modèle conceptuel de *Agusti-Panareda et al.* (2004) et au cadre idéalisé de *Riemer et al.* (2008) et *Riemer and Jones* (2010). Le train d'ondes de Rossby s'est propagé rapidement en aval grâce à sa vitesse de groupe élevée, en vertu de la théorie du développement en aval (*Orlanski and Sheldon*, 1995), et son déferlement a provoqué la cyclogenèse d'une pseudo-tempête tropicale en Méditerranée. Malgré un chauffage diabatique moins important, Florence a aussi renforcé un train d'ondes de Rossby dont le déferlement en aval a provoqué des précipitations intenses en Méditerranée. Ces deux transitions extra-tropicales illustrent une origine possible de précurseurs d'altitude bien connus pour leur rôle dans le déclenchement d'événements extrêmes dans les Alpes (*Martius et al.*, 2008) ou en Méditerranée (*Lambert and Cammas*, 2010). Elles correspondent à une influence à distance selon la classification de *Pinto et al.* (2001). Leur impact est plus clair que dans la chaîne d'événements complexe qui a lié l'ouragan Hanna (2008) à une cyclogenèse en Méditerranée (*Grams et al.*, 2011). Florence et Hélène ont ainsi eu un impact à long terme et de longue portée bien que les deux transitions extra-tropicales aient avorté. En effet, ni Florence ni Hélène ne se sont transformées en un cyclone extra-tropical asymétrique à cœur froid comme dans l'évolution-type de *Hart* (2003). La transition extra-tropicale d'un ouragan en Atlantique Nord ne doit donc pas nécessairement aboutir pour modifier la circulation des latitudes moyennes. Cette constatation concorde avec celle de *Harr and Dea* (2009) pour des typhons sur le Pacifique Nord-Ouest.

L'importance des processus diabatiques dans la réintensification et l'impact en aval d'Hélène suggère une forte sensibilité du modèle à leur représentation. Une telle sensibilité serait cohérente avec l'incertitude dans la prévision d'une transition extra-tropicale provenant de la circulation de sortie du cyclone et des précipitations sur son front chaud (*Torn*, 2010; *Anwender et al.*, 2010; *Lang et al.*, 2012). Cependant, un accroissement de résolution horizontale n'a pas eu l'effet escompté sur l'interaction d'Hélène avec un train d'ondes de Rossby. L'intensité et la structure des précipitations ont été similaires dans des simulations en mode régional et en mode CRM. Cette similarité entre simulations en mode régional et en mode CRM s'est répercutée sur le développement en aval. La trajectoire pendant la transition extra-tropicale ne s'est pas non plus montrée sensible à la résolution du modèle. Seule différence notable, le creusement plus fort à plus haute résolution n'a pas eu de répercussion en aval. Ces résultats ont été reproduits dans le cas de Florence. La représentation de la convection, paramétrée ou explicite, n'est donc pas la source d'incertitude qui a mené à la perte de prévisibilité de la dynamique du train d'ondes de Rossby puis du déclenchement d'un événement extrême en Méditerranée. Des différences dans la structure et l'intensité des précipitations entre simulations et observations satellite suggèrent d'autres sources d'incertitude. Par ailleurs, une perte de prévisibilité du train d'ondes de Rossby due à la

description de sa propre dynamique, indépendamment de la transition extra-tropicale, n'est pas exclue.

L'augmentation de résolution horizontale a mis en évidence une forte sensibilité d'Hélène à sa synchronisation avec le troisième filament de tourbillon potentiel issu du train d'ondes de Rossby. Une petite différence dans leur position relative a radicalement modifié la trajectoire d'Hélène. Elle a aussi modifié son intensité comme dans les expériences numériques de déplacement de cyclones de *Klein et al.* (2002) et *Ritchie and Elsberry* (2007). La prévision de la transition extra-tropicale d'Hélène a donc été plus sensible à la description de la dynamique de grande échelle, déterminant la position d'Hélène et du train d'ondes de Rossby, qu'à la description de fine échelle de la convection. De manière équivalente, l'incertitude provenant de la circulation de sortie du cyclone et des précipitations sur son front chaud (*Torn, 2010; Anwender et al., 2010; Lang et al., 2012*) pourrait avoir sa source uniquement dans la description de la synchronisation du cyclone avec un thalweg d'altitude, qui détermine l'intensité du cyclone et donc les processus diabatiques associés. La transition extra-tropicale de Florence n'a quant à elle pas montré une telle sensibilité à sa synchronisation avec le train d'ondes de Rossby.

Chapitre 5

Prévisibilité d'un méditerranagan en aval d'Hélène

5.1 Présentation de l'article

La prévision déterministe du CEPMMT du 22 septembre 2006 a manqué le développement du méditerranagan en aval d'Hélène le 26 septembre. Elle a de plus prédit une mauvaise trajectoire de l'ouragan Hélène pendant sa transition extra-tropicale. Ces défauts se retrouvent dans des simulations Méso-NH initialisées le 22 septembre avec une résolution similaire à la prévision déterministe et à partir des mêmes analyses du CEPMMT. Une augmentation de la résolution du modèle a permis d'améliorer la trajectoire d'Hélène, révélant une sensibilité élevée à sa synchronisation avec un train d'ondes de Rossby. Toutefois, le développement en aval d'Hélène n'a pas été amélioré. Cette similarité entre plusieurs modèles et avec différentes résolutions horizontales suggère une forte dépendance de la situation aux conditions initiales. Elle incite à explorer la prévision d'ensemble pour caractériser la sensibilité du développement du méditerranagan à une perturbation des conditions initiales.

On établit ici que le méditerranagan du 26 septembre 2006 a été prédit par plus de 10 % des membres de la prévision d'ensemble du CEPMMT jusqu'à une échéance de 108 h. Ce résultat illustre l'avantage d'une prévision d'ensemble par rapport à une prévision déterministe dans un contexte de prévisibilité réduite, comme c'était le cas en aval de la transition extra-tropicale d'Hélène. Par sa pluralité de membres, une prévision d'ensemble a plus de chances de prédire le développement correct qu'une unique prévision déterministe. De manière remarquable, la prévisibilité d'un événement extrême de méso-échelle dans un tel contexte est étudiée ici pour la première fois. Certes, des études antérieures ont illustré la perte de prévisibilité en aval d'une transition extra-tropicale mais aucune ne s'est focalisée sur un événement particulier (*Harr et al.*, 2008; *Anwender et al.*, 2008; *Keller et al.*, 2011). De plus, le lien suggéré par *Chaboureau et al.* (2012) entre le développement du méditerranagan et la prévision de la transition extra-tropicale d'Hélène en amont est clairement montré ici. Deux approches sont utilisées pour mieux comprendre les ingrédients nécessaires au développement du méditerranagan.

La première approche consiste à agréger la totalité des membres issus de plusieurs temps d'initialisation de la prévision d'ensemble avec une classification hiérarchique ascendante. Cette agrégation permet de réduire le grand nombre de possibilités décrites par les membres à un nombre limité d'évolutions-types (section 2.2.4). Elle met ici en avant deux scénarios dans l'interaction entre Héléne et le train d'ondes de Rossby. Cette interaction contraint le développement du méditerranagan en aval. Quand Héléne est synchronisée avec le train d'ondes de Rossby, elle est entraînée vers le nord-est et sa trajectoire est correcte. Elle contribue au gonflement d'une dorsale en aval, qui permet l'étirement d'un thalweg vers le sud jusqu'à la Méditerranée. Un méditerranagan peut alors se développer dans 11 membres sur 102. Quand, au contraire, Héléne manque sa synchronisation avec le train d'ondes de Rossby, sa trajectoire bifurque vers le sud et le gonflement de la dorsale en aval est affaibli. Un centre dépressionnaire sur les îles Britanniques domine alors la circulation en Europe, et seul 1 membre sur 98 développe un méditerranagan.

Dans la seconde approche, le membre avec la meilleure trajectoire d'Héléne est sélectionné parmi les 5 membres développant un méditerranagan à l'échéance la plus lointaine, soit 108 h. Le développement du méditerranagan est bien reproduit par une simulation Mésos-NH lancée à partir des conditions initiales perturbées du membre choisi. Grâce à la résolution de la simulation (24 km) plus élevée que celle du membre perturbé (environ 50 km), le creusement du méditerranagan est plus prononcé et plus proche de l'analyse (qui présente une résolution similaire d'environ 25 km). Par ailleurs, les champs issus de la simulation Mésos-NH permettent de confirmer la structure à cœur chaud du méditerranagan et de valider sa couverture nuageuse par comparaison avec une observation satellite géostationnaire. Des perturbations initiales localisées révèlent de plus les zones cibles de sensibilité. La zone autour de l'ouragan Héléne et du thalweg en amont est essentielle au développement du méditerranagan, alors que celle du thalweg en aval n'a qu'un faible impact à moyen terme. La synchronisation d'Héléne avec le train d'ondes de Rossby est à nouveau cruciale et confirme les résultats de l'agrégation de la totalité des membres.

5.2 Predictability of a Mediterranean tropical-like storm downstream of the extratropical transition of hurricane Helene (2006)

Article soumis le 31 mai 2012 au Monthly Weather Review de l'American Meteorological Society.

Predictability of a Mediterranean tropical-like storm downstream of the extratropical transition of hurricane Helene (2006)

FLORIAN P. PANTILLON * JEAN-PIERRE CHABOUREAU
AND PATRICK J. MASCART

Laboratoire d'Aérodynamique, Université de Toulouse and CNRS, Toulouse, France

CHRISTINE LAC

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

ABSTRACT

The extratropical transition (ET) of a tropical cyclone is known as a source of forecast uncertainty that can propagate far downstream. The present study focuses on the predictability of a Mediterranean tropical-like storm (Medicane) on 26 September 2006 downstream of the ET of hurricane Helene from 22 to 25 September. While the development of the Medicane was missed in the deterministic forecasts from the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) initialized before and during ET, it was contained in the ECMWF ensemble forecasts in more than 10 % of members up to 108-h lead time. The 200 ensemble members initialized at 0000 UTC from 20 to 23 September were clustered into two equiprobable scenarios after the synoptic situation over the Mediterranean. In the first and real scenario, Helene was steered northeastward by an upstream trough during ET and contributed to the building of a downstream ridge. A trough elongated further downstream towards Italy and enabled the development of the Medicane in 11 of 102 members. In the second and wrong scenario, Helene turned southeastward during ET and the downstream ridge building was reduced. A large-scale low over the British Isles dominated the circulation in Europe and only 1 of 98 members forecast the Medicane. The two scenarios resulted from a different phasing between Helene and the upstream trough. Sensitivity experiments performed with the Meso-NH model further revealed that initial perturbations targeted on Helene and the upstream trough were sufficient at forecasting the warm-core Medicane at 108-h lead time.

1. Introduction

An extratropical transition (ET) describes the process by which a tropical cyclone enters the midlatitudes and transforms into an extratropical cyclone. It is known as a challenge for numerical weather prediction (Jones et al. 2003). The process involves strong diabatic effects during interactions between synoptic and mesoscale structures, which make the forecast of the track and intensity of the transitioning cyclone difficult. In addition, an ET is a source of uncertainty in the forecast of the downstream circulation.

An Ensemble Prediction System (EPS) is a useful tool to study the predictability of an ET. Whereas a deterministic forecast suffers from uncertainty in its initial conditions and model physics, an ensemble forecast takes advantage of this uncertainty through the perturbation of initial conditions. The spread among ensemble members gives an indication of the reliability of the deterministic forecast, while the average of ensemble members often better matches observations than a single deterministic forecast (Leutbecher

and Palmer 2008). Recently, a recurrent large spread associated with the transitioning cyclone has been shown in the EPS during case studies of ET on the western North Pacific and North Atlantic (Harr et al. 2008; Anwender et al. 2008; Keller et al. 2011). The spread indicates a loss of predictability, which can propagate far downstream from the ET event.

Furthermore, the application of a clustering method to an EPS has revealed the existence of multiple scenarios during the same cases of ET (Harr et al. 2008; Anwender et al. 2008; Keller et al. 2011). These scenarios are linked to the interaction between the transitioning cyclone and an upstream trough, often involved during ET (Harr and Elsberry 2000). They lead to different evolutions of both the cyclone and the midlatitude circulation. When the cyclone properly phases with the upstream trough, it reintensifies its outflow accelerates a jet streak downstream (Klein et al. 2002). This impact of the cyclone outflow contributes to the building of a downstream ridge and propagates with the deepening and elongation of a trough further down-

stream (Riemer and Jones 2010). A strong elongation of the downstream trough is likely to trigger explosive surface cyclogenesis (e.g. Martius et al. 2008). The clustering of ensemble members therefore links the evolution of the cyclone and of the downstream circulation (Anwender et al. 2008).

The use of an EPS allows to identify the origin of forecast uncertainty during ET. The EPS from the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) is based on singular vectors to perturb initial conditions. Singular vectors are computed in order to maximize the growth of energy in a linearized model over 48 h. The ECMWF EPS uses extratropical singular vectors targeted on each hemisphere and tropical singular vectors targeted on tropical cyclones, including those performing ET (Leutbecher and Palmer 2008). In such an EPS, uncertainties have been shown to originate from both the cyclone outflow and the upstream trough during several ETs (Reynolds et al. 2009; Anwender et al. 2010; Lang et al. 2012). The energy of singular vectors grows in both the tropical cyclone and the downstream ridge. The sensitivity of ET to both the cyclone and the upstream trough has been confirmed for typhoons Tokage (2004) and Nabi (2005) using a shorter-term EPS initialized with an ensemble Kalman filter (Torn and Hakim 2009). In these two cases, the uncertainty in the downstream ridge has been attributed to the cyclone outflow and to the frontal precipitation resulting from the interaction between the cyclone and the midlatitudes (Torn 2010).

An EPS is also an essential tool to forecast high-impact weather events. While deterministic forecasts often miss such events at mid range, ensemble forecasts offer a diversity of scenarios that is more likely to include them. The development of an extreme event in a few ensemble members can alert a forecaster of its possible existence. Its persistence at different initialization times further informs a forecaster about its probability of occurrence. Some extreme events that were missed by deterministic forecasts have been shown to be included in an operational EPS (Buizza and Hollingsworth 2002; Buizza and Chessa 2002). Recently, the use of an EPS to diagnose the possibility of a high-impact weather event has been extended to the TIGGE multi-model ensemble (Wiegand et al. 2011). No study so far has investigated the occurrence of a particular high-impact weather event in an EPS downstream of an ET.

The predictability of a tropical-like cyclone downstream of the ET of Helene (2006) is examined here in the ECMWF EPS. The small-scale cyclone took its origin from a low on the lee side of the Atlas mountains and deepened on the Strait of Sicily (Moscatello et al. 2008b). It intensified quickly on the Ionian Sea and acquired a symmetric structure and an organized convection. Such a tropical-like cyclone is referred to as a Medicane (Mediterranean hur-

ricane). This case of Medicane was the deepest one ever observed, with 984 hPa at 0914 UTC 26 September 2006 (Moscatello et al. 2008b). While Moscatello et al. (2008a) attributed its quick intensification to strong surface fluxes, Chaboureau et al. (2012) showed how an upper-level jet strengthened the Medicane. This upper-level jet was associated with an elongated upper-level trough, known as a potential vorticity (PV) streamer.

ECMWF deterministic forecasts did not succeed at predicting the Medicane at lead time longer than 36 h. This low predictability has been explained by the absence of a PV streamer in longer-range forecasts (Chaboureau et al. 2012). It was speculated that these features originated from a poor description of the ET of Helene. An impact of the ET on the synoptic conditions over the Mediterranean was demonstrated by removing Helene from initial conditions (Pantillon et al. 2012). The dynamical linkage between an Atlantic ET and a Mediterranean cyclogenesis has been shown in a PV perspective (Grams et al. 2011). In the present study, such a dynamical linkage between Helene and the Medicane is established with the ECMWF EPS. It is shown that the forecast of the Medicane at midrange required a correct forecast of the ET of Helene. Targeted perturbations of the initial conditions in the vicinity of Helene and the upstream trough only led to the development of a Medicane at 108-h lead time.

The paper is organized as follows. Section 2 describes the clustering method used to categorize EPS members into different scenarios as well as the Meso-NH simulations used to test the sensitivity of forecasts to initial perturbations. Section 3 illustrates the performance of ECMWF deterministic and ensemble forecasts at predicting the track of Helene and the development of the Medicane. Section 4 presents two different scenarios in the ECMWF EPS for the ET of Helene to show the dynamical linkage between Helene and the Medicane. Section 5 identifies the origin of initial perturbations that improve the predictability of the Medicane. Section 6 concludes the paper.

2. Methods

a. Data

This study is based on the operational forecasts of the ECMWF EPS from 20 to 25 September 2006. Such forecasts are delivered twice a day at 0000 and 1200 UTC and contain 50 members in addition to a control forecast. For the sake of clarity, only forecasts initialized at 0000 UTC were used here. They are available on different interpolated vertical levels, including isobaric and 2-PVU surfaces (Potential Vorticity Units, $1 \text{ PVU} = 10^{-6} \text{ K m}^2 \text{ kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$). As of 2006, ensemble forecasts were run for 10 days at T399 horizontal resolution (about 50 km) with 62 vertical levels, while deterministic forecasts were run at T799 resolution (about 25 km) with 91 vertical levels. Until now, the

50 EPS members start from perturbed initial conditions, computed from a random combination of singular vectors and from stochastic physics. Singular vectors are defined to maximize the growth of energy over 48 h in a tangent linearized model. Extratropical singular vectors are computed with dry physics and targeted poleward of 30°N or 30°S. Tropical singular vectors are computed with moist physics and targeted on tropical cyclones, including those performing ET. See Leutbecher and Palmer (2008) for a detailed description of the ECMWF EPS.

b. Ascending hierarchical classification

To make use of EPS during ET, Harr et al. (2008) have introduced a clustering method that reduces the large number of forecasts into a few scenarios. Such a method was applied here. As in Harr et al. (2008), principal components, or empirical orthogonal functions, of the potential temperature θ on the dynamical tropopause were computed from the EPS members on a target region. Each member was then projected on the two first principal components in order to filter out the small-scale structures. In the present study, members were grouped iteratively into a predefined number of clusters with an ascending hierarchical classification. At each iteration, two groups of members were merged in such a way that the intra-group variance of filtered θ -fields was minimized in each group. Compared to the fuzzy clustering analysis used by Harr et al. (2008), the ascending hierarchical classification does not depend on arbitrary initial cluster center, but it does not allow members to change cluster during the iteration process. This method has been extensively used in several studies for classifying cloud systems (e.g. Chaboureaud and Claud 2006).

c. Meso-NH numerical experiments

The Meso-NH research model (Lafore et al. 1998), version 4.8, was used to perform sensitivity experiments with the same configuration as in Pantillon et al. (2012). It was run at 24-km horizontal resolution with 72 vertical levels, similar to the ECMWF deterministic forecast. Meso-NH was initialized from perturbed initial conditions, obtained by adding perturbations from selected members of the ECMWF EPS to the ECMWF control analysis. Runs then used 6-hourly ECMWF operational analyses as lateral boundaries. Meso-NH parametrizations included a Kain-Fritsch-Bechtold scheme for the subgrid deep convection (Bechtold et al. 2001) and an eddy diffusive Kain-Fritsch scheme for the subgrid shallow convection (Pergaud et al. 2009). The model further used a subgrid cloud scheme (Chaboureaud and Bechtold 2005), a microphysical scheme for mixed-phase clouds (Pinty and Jabouille 1998), parametrizations for the turbulence (Cuxart et al. 2000) and air-sea fluxes (Belamari 2005).

3. Forecast of Helene and the Medicane in the ECMWF EPS

The low predictability of Helene and the Medicane is first shown in the ECMWF deterministic forecast. A map of the potential temperature θ on the dynamical tropopause depicts the synoptic situation over western Europe (Fig. 1). A low θ -value corresponds to a trough (low tropopause) and a high θ -value to a ridge (high tropopause). At the surface, the Medicane was marked in the ECMWF analysis by a small-scale low over the Adriatic Sea that rotated around a larger-scale low over the Tyrrhenian Sea. The presence of Helene was evident over the Atlantic, close to the western edge of the map. At the tropopause level, a PV streamer wrapped cyclonically around the large-scale low. The PV streamer was located downstream of a prominent ridge that was itself downstream of a trough connected with Helene.

Except at short-range (not shown), operational deterministic forecasts delivered a poor prediction of Helene and the Medicane. In the latest deterministic forecast shown here, at 60-h lead time, only a weak small-scale low was predicted around the larger-scale low (Fig. 1). The upper-level trough was less elongated than in the analysis and a cut-off low replaced the PV streamer. Upstream, Helene was delayed with a southwesterward shift. Both the small- and the larger-scale lows vanished from the Mediterranean in the longer-range forecasts at 84-h, 108-h and 132-h lead time. The ridge upstream was replaced by a zonal trough with a corresponding broad low to the north of the British Isles. Helene was shifted further southwestward, out of the map. At even longer lead time, the 156-h forecast predicted Helene in advance compared to its analyzed position, a prominent ridge and an elongated trough towards the Mediterranean. The trough wrapped rather anticyclonically, without surface cyclogenesis.

A relation between the position of Helene, the building of the ridge, the elongation of the trough and surface cyclogenesis was apparent in these deterministic forecasts. Such a relation has been suggested by Chaboureaud et al. (2012), who further showed the crucial presence of the PV streamer for the development of the Medicane. This relation is investigated here with EPS members from different initialization times to increase the amount of forecasts to a statistically significant number. The low resolution of the operational ensemble forecast (about 50 km) compared to the small diameter of the Medicane (about 60 km, Moscatello et al. 2008b) requires a loose definition of the Medicane. Chaboureaud et al. (2012) showed that short-term deterministic forecasts did not succeed at predicting the warm-core structure of the Medicane because of their too smooth horizontal resolution (about 25 km). With the same horizontal resolution, the operational analysis showed a 994-hPa minimum pressure of the small-scale low at 1200 UTC 26 September, much higher than the 986-hPa pressure

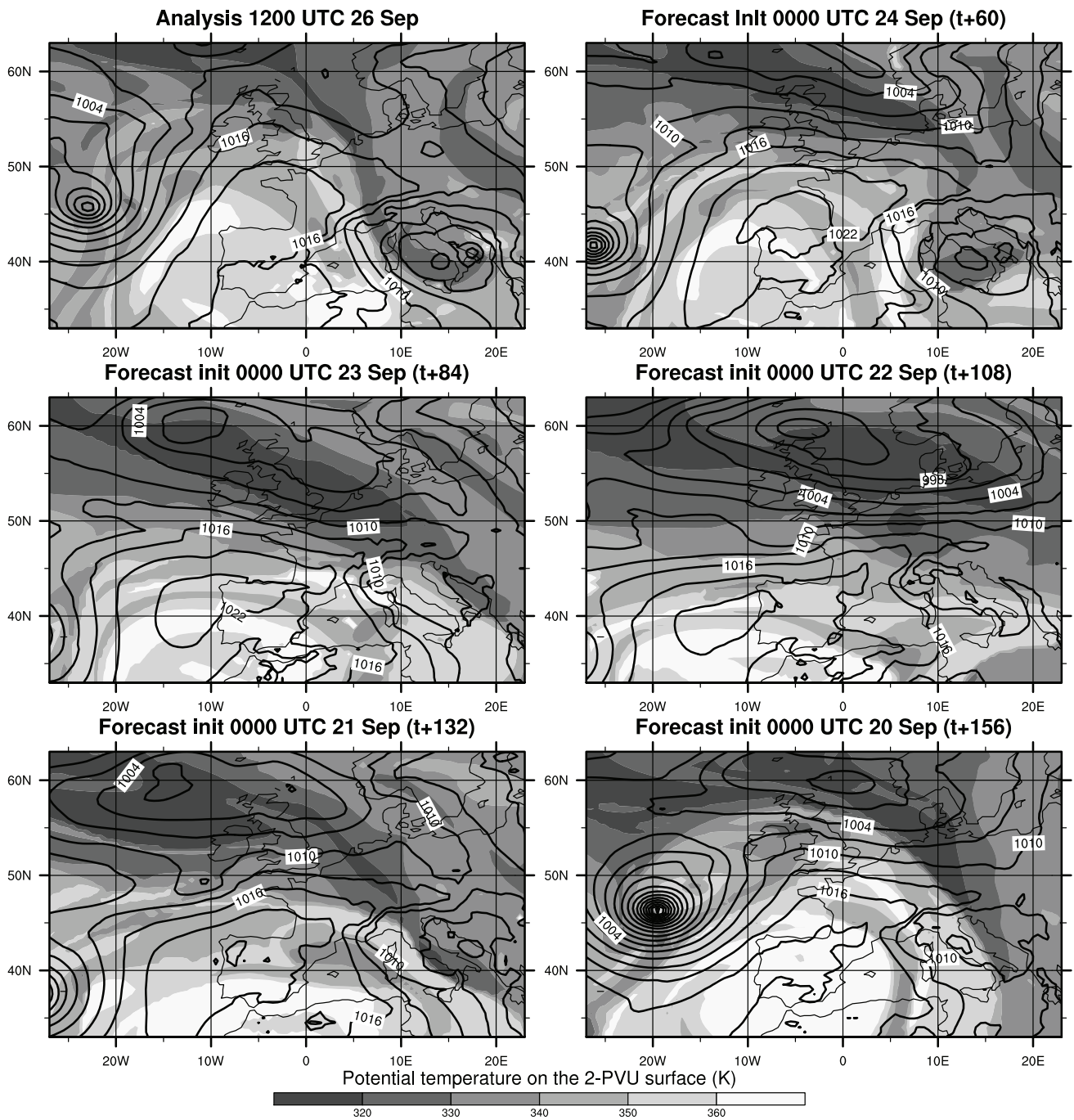


FIG. 1. Potential temperature on the dynamical tropopause defined by the surface at 2 Potential Vorticity Units (PVU = $10^{-6} \text{ K m}^2 \text{ kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$, shading) and Mean Sea Level Pressure (MSLP, contour each 3 hPa) in the ECMWF analysis and deterministic forecasts initialized at 0000 UTC from 20 to 24 September 2006, all valid at 1200 UTC 26 September 2006.

minimum measured at 0914 UTC.

In this study, the Medicane was defined as a small-scale Mediterranean low, rotating around a larger-scale low and reaching a mean sea level pressure (MSLP) of 1000 hPa or below between 0600 UTC and 1800 UTC 26 September. This definition corresponds to a 6-hPa threshold of intensity error in a 12-h time window with respect to the analyzed value. No criterion was imposed on the thermal structure of the small-scale low. Though it might not develop the warm core of a tropical-like cyclone, the small-scale low is referred to as a Medicane for the sake of brevity. Using this definition, the presence of a Medicane was searched in all EPS members with a tracking algorithm. Starting from the analyzed position of the Medicane at 0000 UTC 26 September, the MSLP minimum was tracked every 3 h within 2° from its previous position (4 grid points, about 200 km). A visual verification was required to exclude cases that converged towards the larger-scale low instead of following the small-scale low. An alternative algorithm searching for a MSLP minimum in a target area found more wrong cases and no additional correct cases than did the tracking algorithm.

Using the tracking method and the above definition, the Medicane was searched in all ensemble forecasts initialized at 0000 UTC from 20 to 25 September. Helene was tracked with a similar algorithm in the same ensemble forecasts. All 50 forecasts at 36-h lead time predicted both the development of the Medicane and a correct position of Helene within 400 km from its analyzed position (Fig. 2). The predictability of the Medicane dropped at longer range, with only 8, 7 and 5 out of 50 members predicting a Medicane at 60-h, 84-h and 108-h lead time, respectively. No Medicane was found at 132-h and 156-h lead time. The predictability of the position of Helene also diminished quickly. With a 400-km threshold of the position error, it dropped almost as quickly as the predictability of the Medicane. With a more tolerant 800-km or 1200-km threshold, the predictability of the position of Helene decreased until 108-h lead time, then slowly increased again.

These results from the ensemble forecasts confirm the low predictability at mid-range of both the development of the Medicane and the position of Helene in the deterministic forecasts. The low number of members predicting the Medicane reveals the difficulty at forecasting such an intense small-scale cyclone. However, the recurrent and increasing occurrence of the Medicane from 108-h to 60-h lead time could alert a forecaster of the possibility of such an event, though its low probability. This is a clear advantage of an ensemble forecast over a single deterministic forecast. The loss of predictability with the lead time was slower for the position of Helene than for the development of the Medicane. Its period of decrease from 25 to 22 September corresponded to the ET of Helene. Successive interactions between a Rossby wave train and Helene

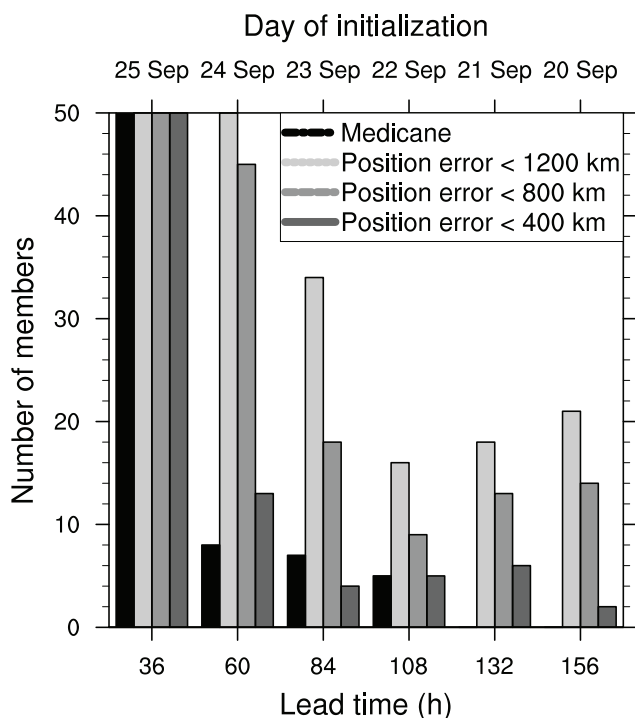


FIG. 2. Predictability of the Medicane and Helene at 1200 UTC 26 September 2006 in the ECMWF EPS from different lead times. Number of members predicting the Medicane and with a position error of Helene below a defined threshold.

during its ET were responsible for the poor forecast skill (Pantillon et al. 2012). No further decrease of predictability occurred at higher lead time for forecasts initialized before the ET of Helene. In accordance, Lang et al. (2012) found a peak of spread at 1200 UTC 21 September in the position and MSLP of Helene within an ensemble initialized with high-resolution singular vectors.

One might apply conditional statistics to either confirm or dismiss a relation between the error position of Helene and the development of the Medicane (Fig. 2). At 60-h and 84-h lead time, the proportion of members below any position threshold was higher in forecasts developing a Medicane than in other forecasts. It suggests a relation between both criteria. At 108-h lead time though, only one member successfully forecast both the Medicane and the position of Helene within the 800-km threshold. The position error of Helene lay above the 1200-km threshold in all 4 other forecasts of the Medicane. This contradiction cannot be elucidated with statistical arguments because the number of mid-range forecasts developing a Medicane was too low. Instead of a statistical relation, a dynamical relation between Helene and the Medicane is investigated in the next section.

An impact of Helene on its environment was evident in the ensemble spread, which is a measure of uncertainty (Fig. 3). At all initialization times, the ensemble spread of the 500-hPa geopotential height increased along the track of Helene. An ensemble spread in the track of Helene abruptly increased after 48 h, which is the optimization time of singular vectors. In contrast, the spread of the geopotential height around Helene increased from 22 September and not after a particular time period. This day marked the beginning of the ET of Helene. The ensemble spread of the geopotential height shows the usual decrease of predictability associated with ET. It propagated downstream and created a plume of uncertainty. Such a plume was located directly downstream of the track of Helene in early forecasts. It separated from the track of Helene in later forecasts and its amplitude vanished to the background spread. The direct connexion to the track of Helene in early forecasts refers to the analyzed track. It is modulated by a systematic westward drift in most of ensemble and deterministic forecasts.

A relation between Helene and the Medicane may have existed if a perturbation that originated from Helene propagated with the midlatitude flow until the Medicane. It first required a sufficient time for the perturbation to reach the location of the Medicane at its incipient stage. During an ET, the perturbation of the cyclone on the midlatitude flow can propagate downstream with the prograde group speed of a Rossby wave train (Riemer and Jones 2010). Such a propagation is much quicker than the translation of the cyclone, which is steered with the retrograde phase speed of the Rossby wave train. The zonal group speed of

the Rossby wave train that interacted with Helene during ET was estimated to $30^\circ\text{longitude day}^{-1}$ (Pantillon et al. 2012). As an upper limit for the propagation speed of a perturbation, it excludes a dynamical linkage between Helene and the Medicane in short-term forecasts starting at 0000 UTC 24 and 25 September (Fig. 3). Such a dynamical linkage was possible at longer range only, in forecasts starting until 0000 UTC 23 September.

4. Dynamical linkage between Helene and the Medicane

Ensemble members were clustered after their description of the synoptic situation over western Europe, which suggested a dynamical linkage between Helene and the Medicane in deterministic forecasts (Fig. 1). All members from 0000 UTC 20 to 25 September were considered together in order to reveal systematic scenarios that did not depend on the initialization time. The clustering was targeted on the θ -field on the dynamical tropopause at 1200 UTC 26 September.

Principal components of the θ -field were computed in order to retain large-scale structures only (Fig. 4). The first principal component was responsible for 26.1% of the variance among ensemble members. It showed a tripole pattern centered on the ridge downstream of Helene. The second principal component was responsible for 10.5% of the variance among ensemble members. It showed a dipole pattern, also centered on the ridge downstream of Helene. Such patterns and their related variance are typical of an ET event. They were described as amplitude and shift pattern, respectively (Anwender et al. 2008). Subsequent principal components, responsible for a lower variance among ensemble members, were not included.

An ascending hierarchical classification was applied on all ensemble members, projected on the two first principal components. The number of clusters was set to 2. Cluster 1 contained 202 members whereas cluster 2 contained 98 members (Fig. 5). The partition between clusters was almost solely dependant on the projection on the first principal component, or amplitude pattern. An increase in the number of clusters splitted them according to their projection on the second principal component, or shift pattern. The partition into more than 2 clusters is not further discussed here because it did not increase the number of scenarios for the Medicane. A similar partition into 2 clusters was found when the target area and time were varied.

The number of ensemble members in each cluster was dependant on the lead time. All short-term ensemble forecasts, at 36-h and 60-h lead time, were classified in cluster 1 and spread around the analysis in the space of the two first principal components (Fig. 5). They predicted the correct synoptic situation over western Europe, as did the corresponding deterministic forecasts. A dynamical linkage

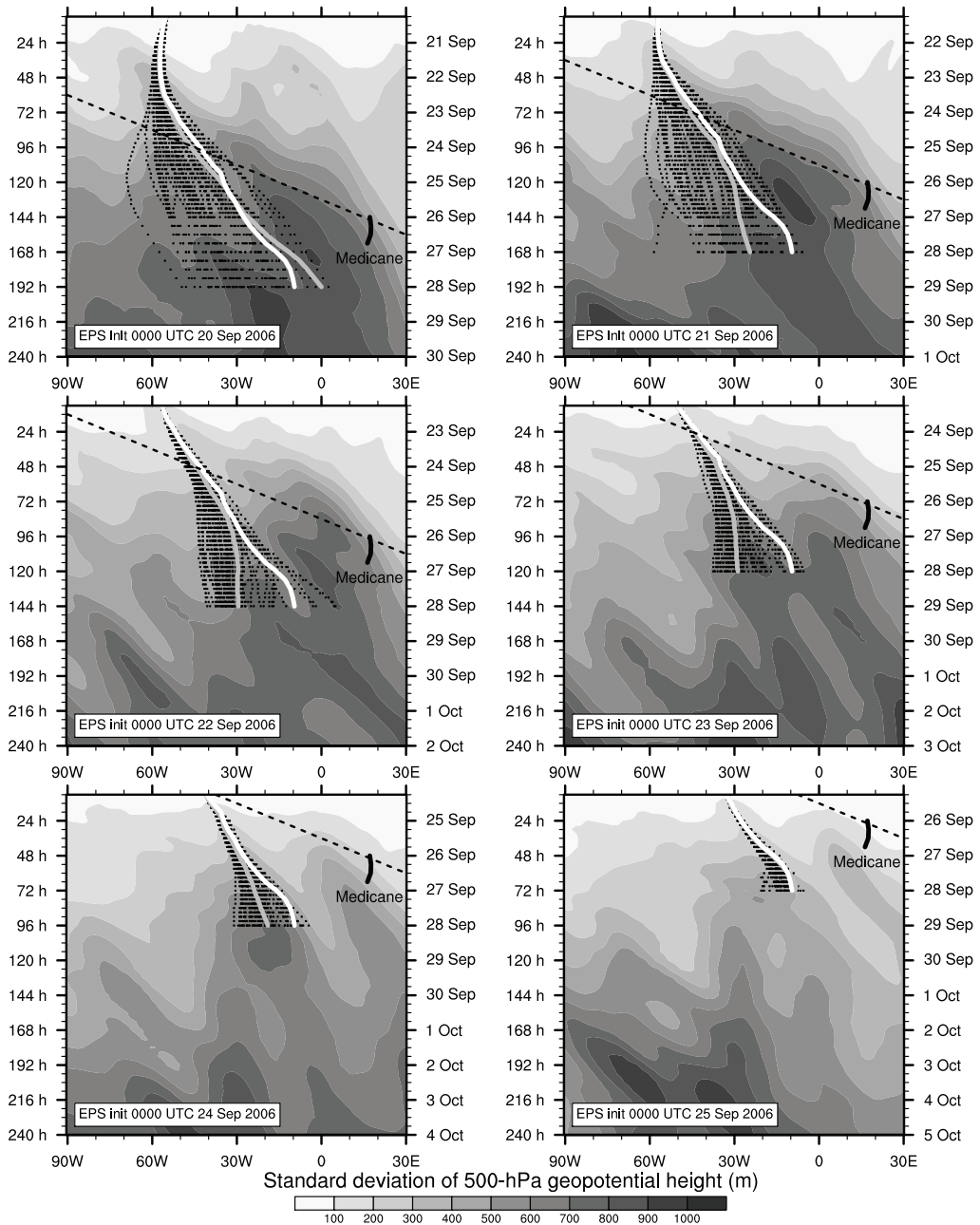


FIG. 3. Time-longitude (Hovmöller) plots of the ensemble spread in the 240-h ECMWF EPS initialized at 0000 UTC from 20 to 25 September 2006. The ensemble spread is defined as the standard deviation of the geopotential at 500 hPa averaged between 40°N and 60°N (shading, in m). Position of Helene in the ECMWF EPS (black dots), deterministic forecasts (grey curve) and analysis (white curve). The black curve around 15°E marks the position of the Medicane in the analysis. The dotted line represents a zonal speed of 30° day⁻¹.

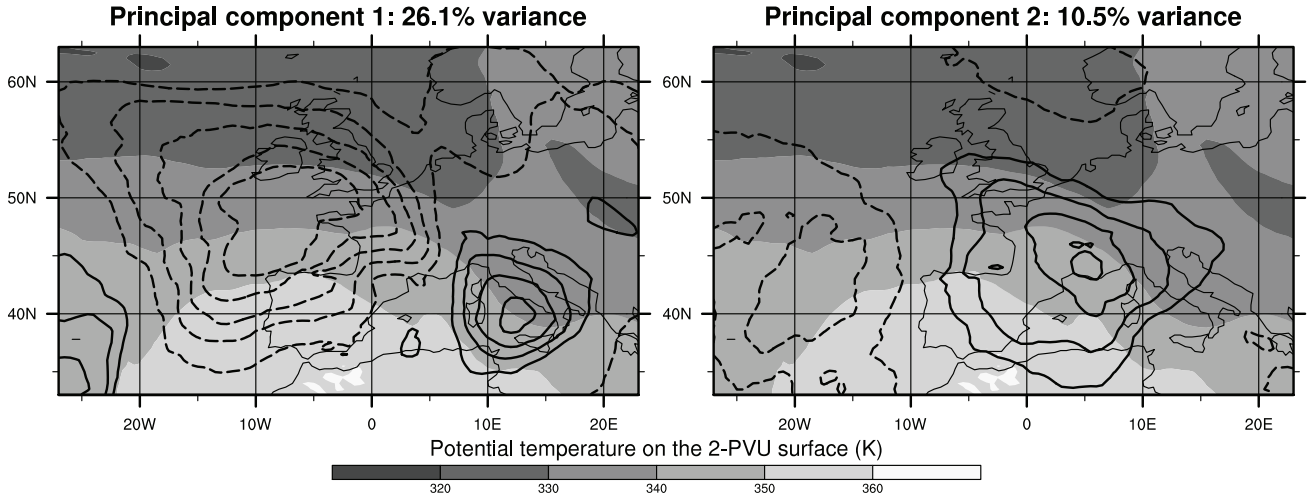


FIG. 4. Potential temperature on the dynamical tropopause at 1200 UTC 26 September 2006. Two first principal components (contours each 2 K, negative values dashed) and mean (shading in K) of all EPS members initialized at 0000 UTC from 20 to 25 September 2006.

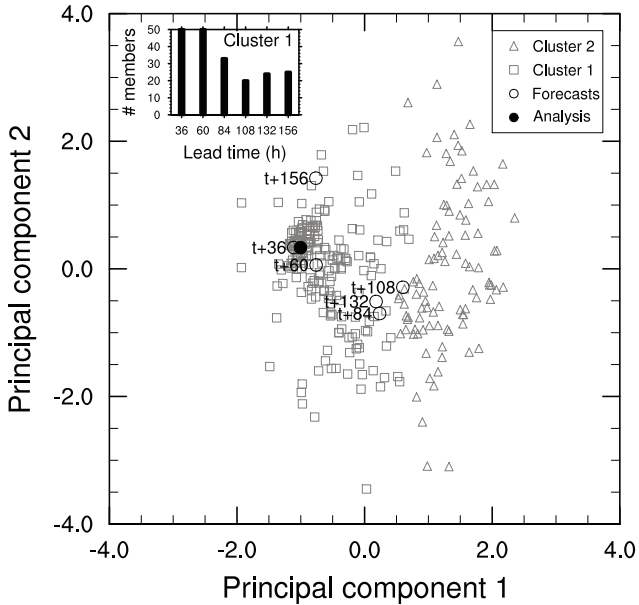


FIG. 5. Projection on the two first principal components at 1200 UTC 26 September 2006 of the ECMWF analysis, deterministic and ensemble forecasts initialized at 0000 UTC from 20 to 25 September 2006. Ensemble members are classified into 2 clusters. The inset shows the number of members belonging to the first cluster at each initialization time.

between Helene and the Medicane in these forecasts was already dismissed, as discussed previously. In the following, only members from 84-h to 156-h lead time were considered for further investigation. The number of ensemble members in cluster 1 decreased until 108-h lead time then increased again until 156-h lead time. The same evolution was found in the predictability of the position of Helene (discussed below). The partition of members from 84-h to 156-h lead time in the two clusters can be considered as equiprobable. Corresponding deterministic forecasts lay at the edge of the two clusters, except at 156-h lead time.

Average tropopause and surface fields clarify the partition in clusters (Fig. 6). Cluster 1 was defined by a tropopause trough-ridge-trough pattern and a corresponding surface low-high-low pattern. The western low was located to the north of the analyzed position of Helene whereas the eastern low matched the large-scale low over Italy. Both were smoother than in any forecast because of the averaging process. Cluster 2 was defined by a broad tropopause trough and a corresponding broad surface low centered on the British Isles, more than 10-hPa deeper than the low over Italy in cluster 1. The two different patterns of synoptic situation over western Europe had an equivalent probability, with about 100 members each. They statistically confirmed the relation between the position of Helene, the building of a ridge downstream and the presence of a large-scale low over Italy.

The classification of ensemble members in two clusters further allows a distinction between two scenarios of evolution. Helene approached a Rossby wave train in the North Atlantic and began its ET on 22 September (Pantillon et al. 2012). Clusters distinguished only weakly from each other

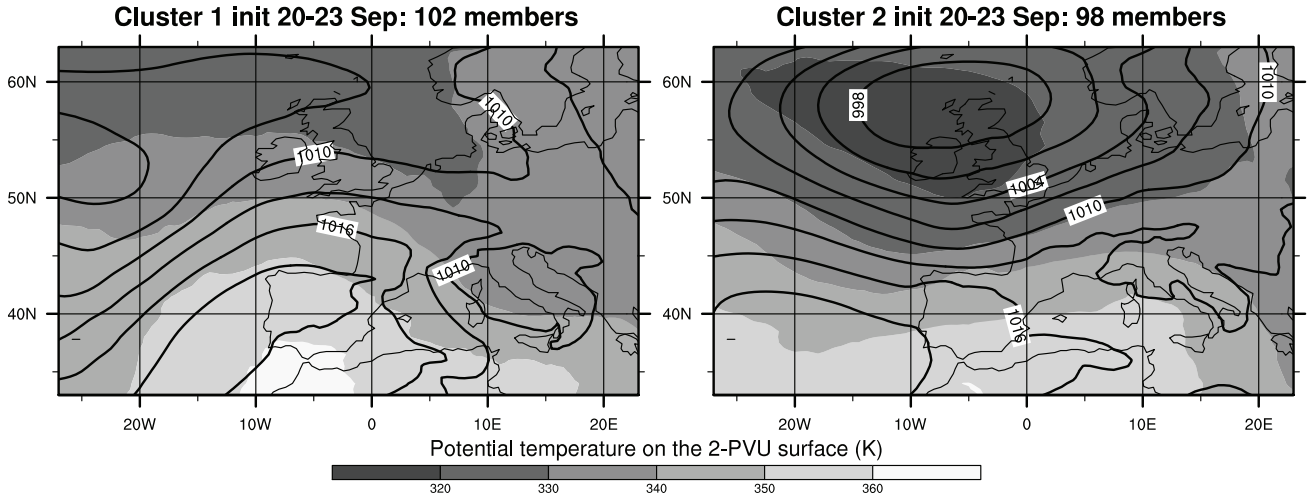


FIG. 6. Potential temperature on the dynamical tropopause (K, shading) and MSLP (contour each 3 hPa) at 1200 UTC 26 September 2006, as in Figure 1 but for the cluster means of all ensemble members initialized at 0000 UTC from 20 to 23 September 2006.

at that early time (Fig. 7 top). The distinction between members at different lead times was stronger, albeit limited. During ET, the interaction of Helene with PV filaments from the Rossby wave train contributed to the building of the downstream ridge. The representation of this downstream ridge clearly differed between the clusters on 24 September (Fig. 7 center). Whereas Helene was close to its analyzed position in cluster 1, it suffered from a delay that was enhanced with the lead time in cluster 2. The downstream ridge was also well built in cluster 1 whereas it suffered from a weakening in cluster 2, which was again amplified with the lead time. This relation between Helene and the downstream ridge illustrates the importance of phasing during ET. A delay in the track of the cyclone prevents its phasing with an upstream trough and impacts on both the cyclone and the midlatitude circulation (Klein et al. 2002; Grams 2011).

Differences in the downstream trough on 24 September were still more related to the lead time than to the cluster. During the development of the Medicane on 26 September, stronger differences had propagated from the ridge (Fig. 7 bottom). The downstream trough elongated towards the Mediterranean in cluster 1 whereas it was absent from cluster 2. Therefore, only cluster 1 contained essential synoptic conditions for the development of the Medicane (Chaboureau et al. 2012). Differences between clusters had also grown upstream of the Medicane. The delay of Helene had increased and the downstream ridge was replaced by a trough. These differences were significant but not relevant any more for the development of the Medicane. Overall, the classification of members by clusters was clearly more significant than their classification by

lead time. It illustrates the existence of two different scenarios in ensemble forecasts during the ET of Helene that did not depend on the initialization time.

The partition in two clusters was strongly related to the evolution of Helene. Most ensemble members followed the analyzed track of Helene in cluster 1 (Fig. 8). On average, about 80% of them lied below the 1200-km threshold of position error at 1200 UTC 26 September, with a minimum at 108-h lead time. Among outliers, many members diverged from the analysis in showing a southward track of Helene on 25 September. This divergence occurred too late to impact on the Mediterranean on 26 September. In contrast, the track of Helene diverged earlier southward in most members of cluster 2. Except at 84-h lead time, more than 90% of them lied above the 1200-km threshold of position error at 1200 UTC 26 September. The 1200-km threshold shown in Fig. 2 can be taken as an indicator of a southward divergence in the track of Helene. It approximately matches the partition between clusters but excludes members with a late southward divergence in cluster 1.

The relation between Helene and the Medicane is clarified by the classification in two clusters (Fig. 8). A Medicane developed in 11 out of 102 members in cluster 1, while only 1 Medicane was found out of 98 members in cluster 2. This comparison reveals the much higher probability for the development of the Medicane when the track of Helene was correctly forecast, at least until 25 September. A proper phasing of Helene with the Rossby wave train during ET was responsible for both the correct track of Helene and the building of a downstream ridge. It later brought favourable synoptic conditions over Europe for the development of the Medicane.

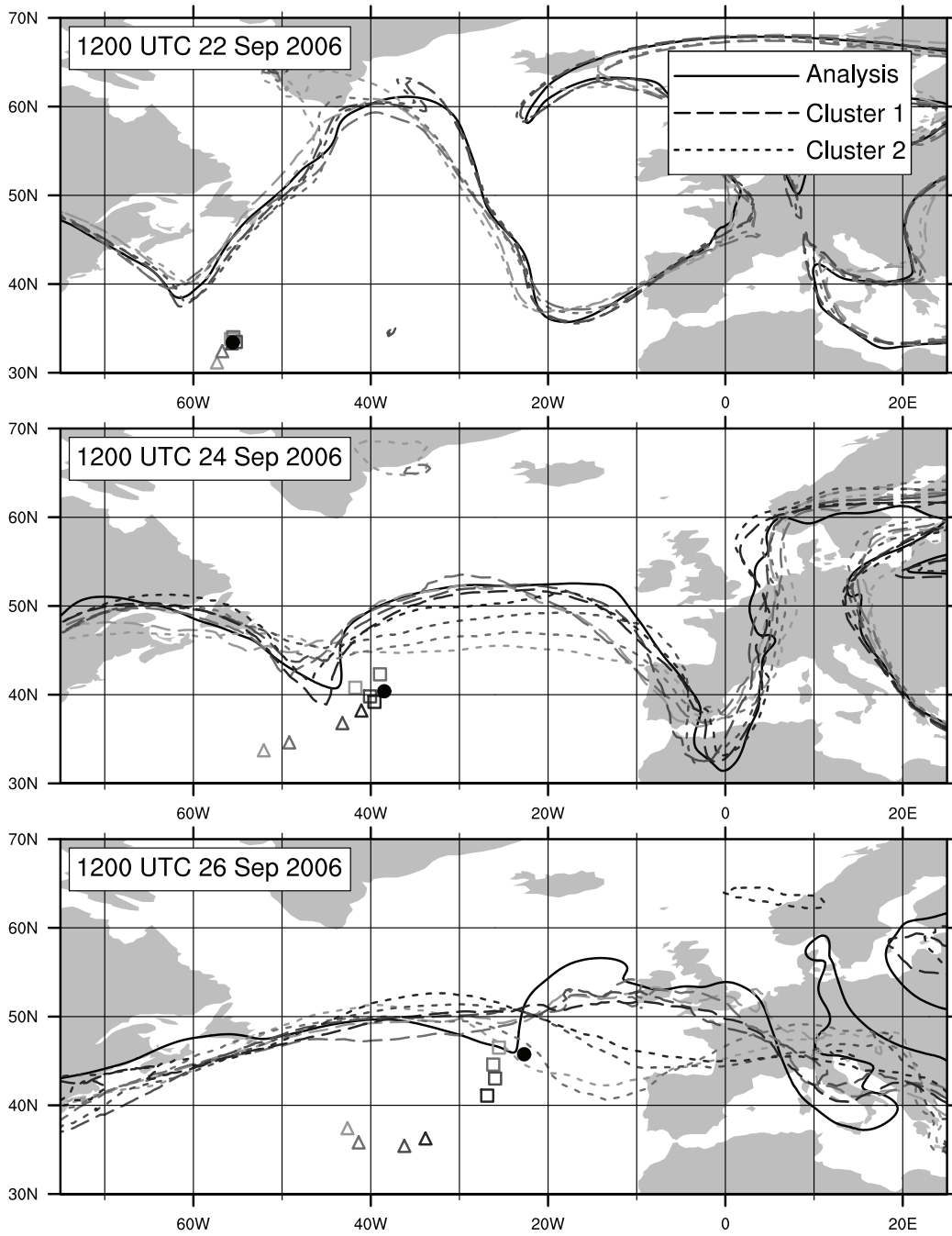


FIG. 7. 335-K contour of the potential temperature on the dynamical tropopause in the ECMWF analysis and cluster means of ensemble members initialized at 0000 UTC from 20 to 23 September 2006. Symbols show the position of Helene in the analysis (circle), cluster-1 means (squares) and cluster-2 means (triangles). The light-to-dark shading of cluster curves and symbols indicate their initialization time from 20 to 23 September.

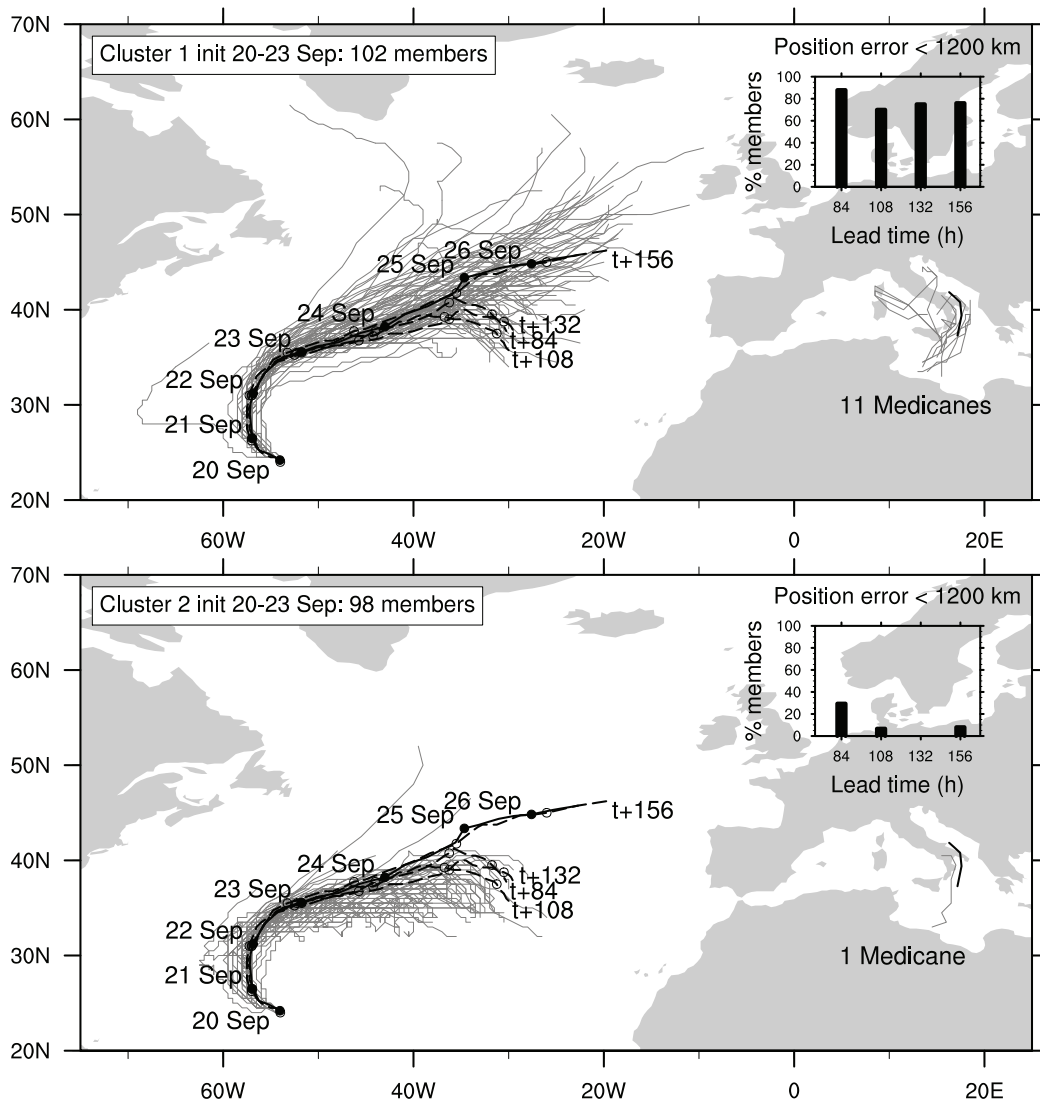


FIG. 8. Tracks of Helene until 1200 UTC 26 September 2006 and tracks of the Medicane on 26 September 2006 in each clusters. Tracks in the ECMWF analysis (solid black line), deterministic forecasts (dashed black lines) and ensemble forecasts (grey lines) from 20 to 23 September 2006. Dots indicate the position of Helene at 0000 UTC. The insets show the percentage of members in each cluster with a position error of Helene smaller than 1200 km at 1200 UTC 26 September.

5. Origin of uncertainty in the prediction of the Mediane

The development of the Mediane was predicted in some ensemble forecasts up to 108-h lead time. The initial perturbations that resulted in these successful forecasts were investigated with Meso-NH experiments. Among the 5 members that developed the Mediane at 108-h lead time, only one did forecast the position of Helene within the 800-km threshold. This particular member was chosen for sensitivity experiments. The 4 other members forecast Helene with a position error above the 1200-km threshold. Three of them belonged to cluster 1, with correct synoptic conditions over the Mediterranean but a late, wrong southward track of Helene. The last one was the only member from all initialization times that belonged to cluster 2 and still predicted the Mediane. In this case, a cut-off low formed over the Mediterranean and allowed the development of the Mediane.

Three sensitivity experiments were performed from 0000 UTC 22 until 27 September with the Meso-NH model (see section 2). A large simulation domain encompassed Helene, the western Mediterranean and 3 troughs from the Rossby wave train that played an important role during the ET of Helene (Fig. 9). A control experiment (hereafter CTRL) used initial conditions from the control forecast of the ECMWF EPS. Two perturbed experiments used initial conditions from the successful member of the ECMWF EPS mentioned above. These perturbations were located in the vicinity of Helene and along the gradient of upper-level vorticity, where energy concentrates as jet streaks. A targeted experiment (hereafter TARG) used perturbed initial conditions in an area including Helene and the Atlantic trough, and non-perturbed initial conditions elsewhere. A complementary experiment (hereafter COMP) used non-perturbed initial conditions in the area including Helene and the Atlantic trough, and perturbed initial conditions elsewhere.

The targeted Meso-NH experiment TARG successfully forecast a small-scale low over the Adriatic Sea at 1200 UTC 26 September (Fig. 10). It reached an MSLP minimum of 993 hPa at 1200 UTC and a minimum of 992 hPa at 1500 UTC. These values were very close to the MSLP minimum of 994 hPa at 1200 UTC in the ECMWF analysis with a similar horizontal resolution (about 25 km). The successful perturbed forecast from the EPS reached a higher MSLP minimum of 1000 hPa, which is explained by its lower horizontal resolution (about 50 km). The small-scale low was rotating around a larger-scale low in TARG. It developed from the lee side of the Atlas mountains and deepened during the crossing of an upper-level jet. This evolution is in conformance with the analysis and observations. The small-scale low was shifted about 300 km to the northwest in TARG compared to the analysis. This shift

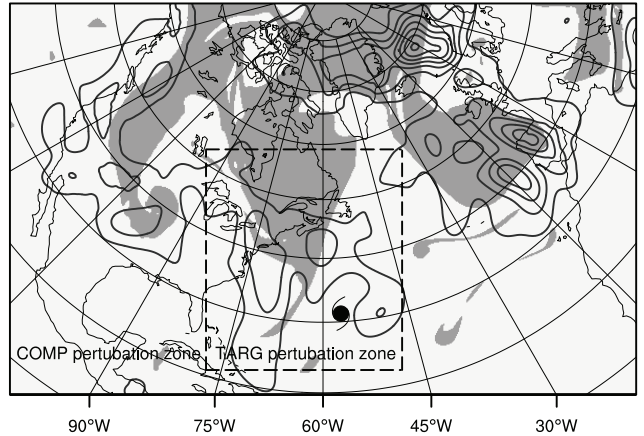


FIG. 9. Domain of the Meso-NH simulations. Position of Helene (cyclone symbol) and 250-hPa potential vorticity (shaded above 2 PVU) in the ECMWF analysis and vertically-integrated total energy of initial perturbations (contours each $5 \times 10^4 \text{ J Pa kg}^{-1}$), all at 0000 UTC 22 September 2006. The dashed rectangle separates the area of initial perturbations in Meso-NH TARG and COMP experiments.

resulted from a shift of the location of the upper-level jet, the larger-scale low and the associated cloud pattern (Fig. 10).

Neither the complementary COMP nor the control experiment CTRL forecast a small-scale low (Fig. 10). The upper-level jet was shifted northward and a surface low was lacking in both experiments. Both ingredients for the development of a small-scale low were missing. The similarity of COMP and CTRL shows that initial perturbations applied at 0000 UTC 22 September around the Mediterranean trough had a minor impact on its mid-range evolution 108 h later. In contrast, the successful forecast in TARG shows that initial perturbations around Helene and the Atlantic trough had a significant impact on the mid-range evolution of the Mediterranean trough. An additional sensitivity experiment developed a weaker small-scale low (999 hPa at 1500 UTC 26 September) when initial perturbations were targeted around Helene only (not shown).

The small-scale low that developed in TARG was classified as a Mediane accordingly to the definition given in Section 3 applied to the ECMWF EPS. A detailed examination of its structure is allowed from output fields of the Meso-NH experiments. The small-scale low developed downstream of an upper-level cut-off low from the elongated upper-level trough (Fig. 11). Its vertical structure reveals a tilted PV tower extended up to 400 hPa. A deep tropopause upstream of the tilted PV tower suggests a baroclinic interaction for the intensification of the small-scale low. A warm anomaly along the PV tower up to 400

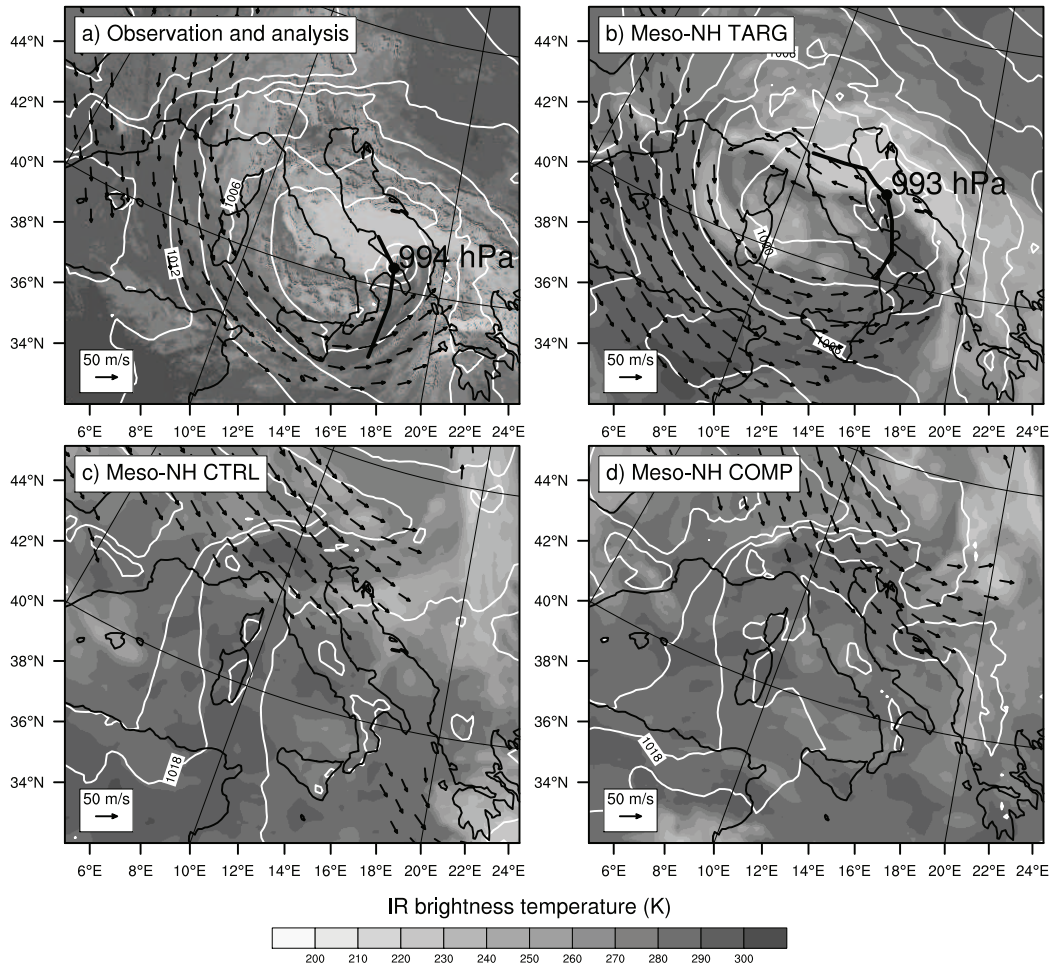


FIG. 10. InfraRed (IR) brightness temperature (shading, in K), 250-hPa wind (arrows above 30 m s^{-1}) and MSLP (contours each 3 hPa) from (a) satellite observation and ECMWF analysis, Meso-NH (b) TARG, (c) CTRL and (d) COMP experiments, all at 1200 UTC 26 September 2006 ($t+108$). The black curve in (a) and (b) shows the track of the Mediane.

hPa confirms the tropical-like structure of the low. It is in accordance with the classification of the low as a Medicane. A realistic forecast of such a mesoscale storm was therefore possible at 108-h lead time.

The evolution of the different sensitivity experiments emphasizes the importance of the initial conditions. Perturbed experiment TARG diverged quickly with an acceleration of Helene in accordance with an early breaking of the upstream trough at 1200 UTC 23 September (Fig. 12). This divergence increased until the end of ET at 0000 UTC 25 September. The downstream ridge was much higher than in the analysis. As a consequence, the downstream trough was prevented to mix with the upstream trough and elongated towards the Mediterranean. It eventually elongated into a PV streamer that enabled the development of the Medicane at 1200 UTC 26 September. These initial perturbations in TARG were clearly exaggerated as they brought an early divergence of Helene and the Rossby wave train compared to the analysis. However, such an exaggeration allowed a correct development on the Mediterranean. It proves the utility of targeting perturbations far upstream of a region of interest, in particular during an ET.

The evolution of Helene and the downstream ridge until the end of ET were closer to the analysis in the two other experiments CTRL and COMP than in TARG. However, the downstream trough broke anticyclonically with an eastward shift compared to the analysis in CTRL and COMP. This shift increased until 1200 UTC 26 September and did not allow the development of the Medicane. No clear impact of the initial perturbations in COMP was found on the downstream trough. Upstream, Helene diverged southward in CTRL whereas it accelerated in COMP and joined the position of TARG. These differences in COMP propagated from initial perturbations located in a trough over North America. A similar propagation was found in sensitivity experiments in Pantillon et al. (2012). They occurred too late to impact on the development of the Medicane.

6. Conclusion

A rare Mediterranean tropical-like cyclone, or Medicane, developed on 26 September 2006 (Moscatello et al. 2008b) downstream of the ET of Helene. Its predictability was investigated in the ECMWF EPS. A high spread characterized the ET of Helene from 22 to 25 September and propagated downstream. The Medicane was present in the ECMWF deterministic forecast up to 36-h lead time only and its predictability in the EPS dropped from all 50 to a few members at higher lead time. The Medicane still developed in 8, 7 and 5 members at 60-h, 84-h and 108-h lead time, respectively. Such a persistent probability at different initialization times is low but sufficient to alert a forecaster. It shows the advantage of an ensemble forecast over a single deterministic forecast to predict the

possibility of a high-impact weather event.

The predictability of the Medicane in the ECMWF EPS was constrained by the forecast of the ET of Helene. This result confirms a suggestion of Chaboureau et al. (2012) based on deterministic forecasts. All EPS members from 84-h, 108-h, 132-h and 156-h lead time were partitioned in two clusters with an ascending hierarchical classification. They were partitioned after their potential temperature on the dynamical tropopause over western Europe at 1200 UTC 26 September. In the first cluster, in conformance with the analysis, the synoptic conditions were characterized by a trough-ridge-trough pattern, typical of an ET (Anwender et al. 2008). An elongated trough over the Mediterranean allowed 11 out of 102 members to develop a Medicane. The track of Helene was correctly forecast in most of the members, with a position error at 1200 UTC 26 September smaller than 1200 km for about 80% of all lead times. In the second cluster, the synoptic conditions were dominated by a large low centered on the British Isles. In the absence of the elongated trough over the Mediterranean, only 1 out of 98 members developed a Medicane. A wrong southward bifurcation in the track of Helene was forecast in most of the members, with a position error at 1200 UTC 26 September larger than 1200 km for more than 90% of most lead times.

The two clusters offered two different scenarios for the ET of Helene, which were found at all initialisation times. The partition in two scenarios was related to the phasing between Helene and an upstream trough. Only a successful phasing in cluster 1 steered Helene northeastward and resulted in the building of a downstream ridge. In contrast, Helene was delayed and the downstream ridge underestimated in cluster 2. Both the delay and the underestimation of the downstream ridge increased with the lead time. Differences between clusters quickly propagated downstream with the group speed of a Rossby wave train. They reached the downstream trough at the end of ET, which elongated towards the Mediterranean in cluster 1 only. Uncertainties in the ET after 24 September, including a late southward bifurcation of Helene, did not reach the Mediterranean before the development of the Medicane. Moreover, all EPS members at 36-h and 60-h lead time were initialized after the crucial phasing of Helene with the upstream trough. Though many of them did not forecast the Medicane, they all predicted correct synoptic conditions over the Mediterranean and were classified in cluster 1.

Meso-NH simulations initialized from perturbed conditions further showed the dynamical linkage between the ET of Helene and the Medicane. Perturbations were selected from the ECMWF ensemble member with the longest lead time that still predicted both the development of the Medicane and a correct position of Helene at 1200 UTC 26 September. Their application at 0000 UTC 22 September on Helene and the upstream trough only were sufficient at

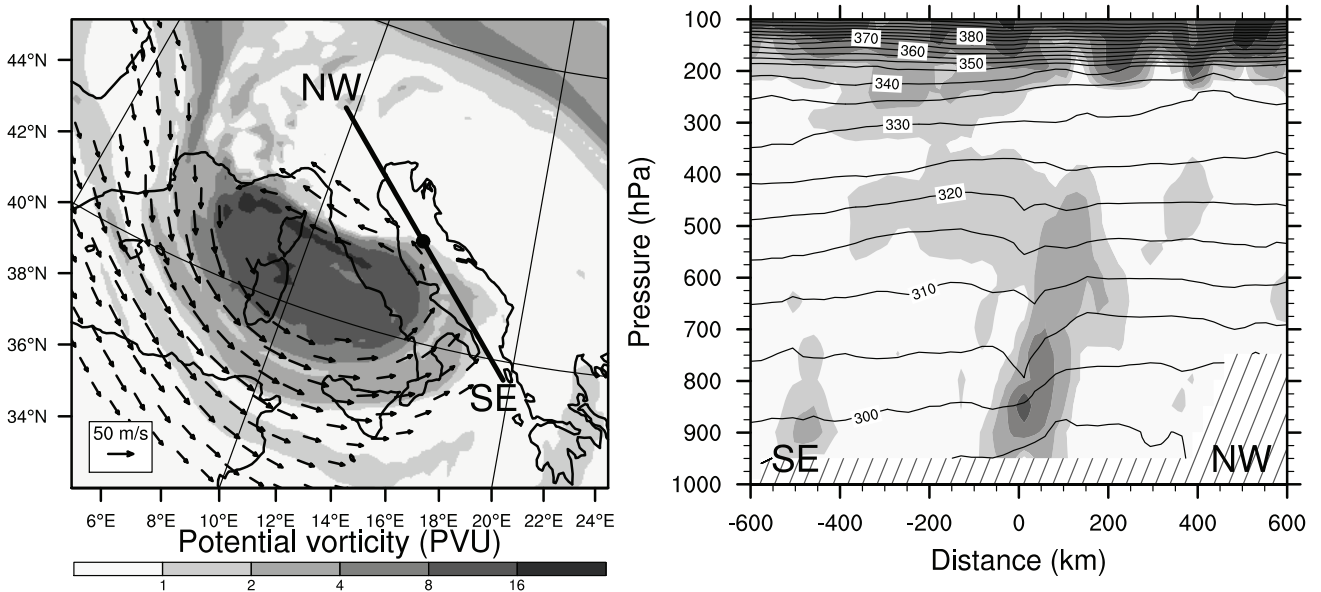


FIG. 11. Potential vorticity (shading, in PVU) in the Meso-NH TARG experiment at 1200 UTC 26 September 2006 (t+108). 250-hPa horizontal cross-section (left) with wind (arrows above 30 m s^{-1} , and southeast-northwest vertical cross-section (right) with θ (contours each 5 K). The thick line in the left panel shows the location of the vertical cross-section.

developing the Medicane with a warm core, an extended PV tower and a minimum MSLP of 993 hPa. Helene was accelerated and the upstream trough broke earlier, while the building of the downstream ridge was overestimated with respect to the analysis. This overestimation allowed the downstream trough to elongate towards the Mediterranean rather than mix with the upstream trough as in the control forecast. In contrast, perturbations applied on the complementary domain did not improve the control forecast, which missed the development of the Medicane.

This study confirms the sensitivity of an ET to the initial conditions of both the cyclone and an upstream trough that has been found recently for some cases studies (Reynolds et al. 2009; Anwender et al. 2010; Lang et al. 2012). A strong impact of initial perturbations on both the track of Helene and its midlatitude environment emphasized the crucial phasing of the cyclone with an upstream trough (Klein et al. 2002; Grams 2011). This impact quickly propagated towards the Mediterranean with a Rossby wave train, as in idealized (Riemer and Jones 2010) and real-case studies (Grams et al. 2011). The synoptic conditions over the Mediterranean were therefore characterized by a low predictability, which is typical downstream of an ET event (Harr et al. 2008; Anwender et al. 2008; Keller et al. 2011). To the authors knowledge, the ability of an EPS to forecast a high-impact weather event was revealed for the first time in this challenging context.

This result extends the potential for high-impact weather of an EPS from ECMWF (Buizza and Hollingsworth 2002; Buizza and Chessa 2002) and TIGGE (Wiegand et al. 2011) to the prediction of a mesoscale storm downstream of an ET. Investigation of other cases studies is wished to generalize this result.

Acknowledgments.

We thank Jim Doyle and Carolyn Reynolds for an idea that led to the present study, Doris Anwender for suggestions to analyze ensemble forecasts, and the whole team of Sarah Jones for helpful discussions and for their welcome during a research stay of the first author at the Karlsruhe Institute of Technology. This study was sponsored by the Institut National des Sciences de l'Univers through the EPIGONE project. The first author was supported by a CNRS and Météo-France PhD grant. Computer resources were allocated by GENCI (project 90569). ECMWF data were downloaded from the MARS server and globally-merged IR Brightness Temperature Data from the NASA Mirador website.

REFERENCES

Anwender, D., P. A. Harr, and S. C. Jones, 2008: Predictability associated with the downstream impacts of

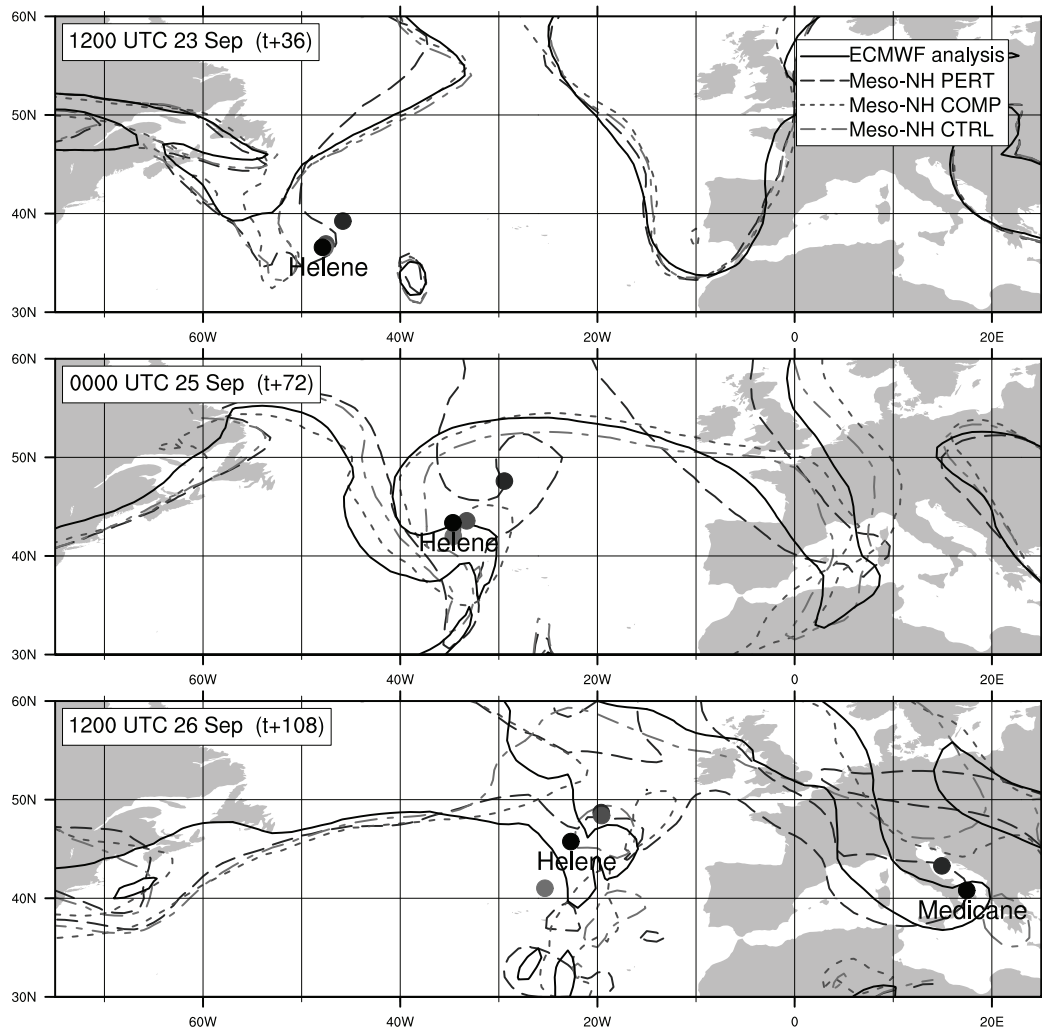


FIG. 12. Spaghetti plots of the smoothed 2-PVU contour at 250 hPa (contours) and position of Helene and the Medicane (filled circles) in the ECMWF analysis (black) and Meso-NH TARG (dark grey), COMP (middle grey) and CTRL (light grey) experiments.

- the extratropical transition of tropical cyclones: Case studies. *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 3226–3247.
- Anwender, D., S. C. Jones, M. Leutbecher, and P. A. Harr, 2010: Sensitivity experiments for ensemble forecasts of the extratropical transition of typhoon Tokage (2004). *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **136** (646, Part a), 183–200, doi:{10.1002/qj.527}.
- Bechtold, P., E. Bazile, F. Guichard, P. Mascart, and E. Richard, 2001: A mass flux convection scheme for regional and global models. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **127**, 869–886.
- Belamari, S., 2005: Report on uncertainty estimates of an optimal bulk formulation for surface turbulent fluxes. Tech. rep., MERSEA IP Deliverable, D.4.1.2, 29.
- Buizza, R. and P. Chessa, 2002: Prediction of the U. S. storm of 24-26 January 2000 with the ECMWF Ensemble Prediction System. *Mon. Wea. Rev.*, **130** (6), 1531–1551, doi:{10.1175/1520-0493(2002)130<1531:POTUSS>2.0.CO;2}.
- Buizza, R. and A. Hollingsworth, 2002: Storm prediction over Europe using the ECMWF ensemble prediction system. *Meteorol. Appl.*, **9** (3), 289–305, doi:{10.1017/S1350482702003031}.
- Chaboureaud, J.-P. and P. Bechtold, 2005: Statistical representation of clouds in a regional model and the impact on the diurnal cycle of convection during Tropical Convection, Cirrus and Nitrogen Oxides (TROCCINOX). *J. Geophys. Res.*, **110**, D17 103, doi:10.1029/2004JD005 645.
- Chaboureaud, J.-P. and C. Claud, 2006: Satellite-based climatology of Mediterranean cloud systems and their association with large-scale circulation. *J. Geophys. Res.*, **111**, D01 102, doi:10.1029/2005JD006 460.
- Chaboureaud, J.-P., F. Pantillon, D. Lambert, E. Richard, and C. Claud, 2012: Tropical transition of a Mediterranean storm by jet crossing. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **138**, 596–611.
- Cuxart, J., P. Bougeault, and J.-L. Redelsperger, 2000: A turbulence scheme allowing for mesoscale and large-eddy simulations. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **126**, 1–30.
- Grams, C., 2011: Quantification of the downstream impact of extratropical transition for typhoon jangmi and other case studies. Ph.D. thesis, Karlsruhe Institute of Technology, URL <http://www.imk-tro.kit.edu/english/4328\5346.php>.
- Grams, C. M., et al., 2011: The key role of diabatic processes in modifying the upper-tropospheric wave guide: a north atlantic case-study. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **137** (661), 2174–2193.
- Harr, P. and R. Elsberry, 2000: Extratropical transition of tropical cyclones over the western north pacific. Part I: Evolution of structural characteristics during the transition process. *Mon. Wea. Rev.*, **128** (8, Part 1), 2613–2633, doi:{10.1175/1520-0493(2000)128<2613:ETOTCO>2.0.CO;2}.
- Harr, P. A., D. Anwender, and S. C. Jones, 2008: Predictability associated with the downstream impacts of the extratropical transition of tropical cyclones: Methodology and a case study of Typhoon Nabi (2005). *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 32053225.
- Jones, S. C., et al., 2003: The extratropical transition of tropical cyclones: Forecast challenges, current understanding, and future directions. *Wea. Forecasting*, **18**, 1052–1092.
- Keller, J. H., S. C. Jones, J. L. Evans, and P. A. Harr, 2011: Characteristics of the TIGGE multimodel ensemble prediction system in representing forecast variability associated with extratropical transition. *Geophys. Res. Lett.*, **38**, doi:{10.1029/2011GL047275}.
- Klein, P., P. Harr, and R. Elsberry, 2002: Extratropical transition of Western North Pacific tropical cyclones: Midlatitude and tropical cyclone contributions to re-intensification. *Mon. Wea. Rev.*, **130** (9), 2240–2259.
- Lafore, J.-P., et al., 1998: The Meso-NH Atmospheric Simulation System. Part I: adiabatic formulation and control simulations. Scientific objectives and experimental design. *Ann. Geophys.*, **16**, 90–109.
- Lang, S. T. K., S. C. Jones, M. Leutbecher, M. S. Peng, and C. A. Reynolds, 2012: Sensitivity, Structure, and Dynamics of Singular Vectors Associated with Hurricane Helene (2006). *J. Atmos. Sci.*, **69** (2), 675–694.
- Leutbecher, M. and T. N. Palmer, 2008: Ensemble forecasting. *Journal Of Computational Physics*, **227** (7), 3515–3539, doi:{10.1016/j.jcp.2007.02.014}.
- Martius, O., C. Schwierz, and H. C. Davies, 2008: Far-upstream precursors of heavy precipitation events on the Alpine south-side. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **134**, 417–428.
- Moscattello, A., M. M. Miglietta, and R. Rotunno, 2008a: Numerical analysis of a Mediterranean "hurricane" over southeastern Italy. *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 4373–4397.
- Moscattello, A., M. M. Miglietta, and R. Rotunno, 2008b: Observational analysis of a Mediterranean "hurricane" over southeastern Italy. *Weather*, **63**, 306–311.

- Pantillon, F., J.-P. Chaboureau, P. Mascart, and C. Lac, 2012: On the role of a Rossby wave train during the extratropical transition of hurricane Helene (2006). *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **138**, doi:10.1002/qj.1974, URL http://mesonh.aero.obs-mip.fr/chaboureau/PUB/pantillon_etal_qj2012.pdf.
- Pergaud, J., V. Masson, S. Malardel, and F. Couvreux, 2009: A parameterization of dry thermals and shallow cumuli for mesoscale numerical weather prediction. *Bound. Layer. Meteor.*, **132**, 83–106.
- Pinty, J.-P. and P. Jabouille, 1998: A mixed-phase cloud parameterization for use in a mesoscale non-hydrostatic model: simulations of a squall line and of orographic precipitations. *Conf. on cloud physics, Everett, WA, Amer. Meteor. Soc.*, 217–220.
- Reynolds, C. A., M. S. Peng, and J.-H. Chen, 2009: Recurring Tropical Cyclones: Singular Vector Sensitivity and Downstream Impacts. *Mon. Wea. Rev.*, **137** (4), 1320–1337, doi:{10.1175/2008MWR2652.1}.
- Riemer, M. and S. C. Jones, 2010: Downstream impact of tropical cyclones on a developing baroclinic wave in idealized scenarios of extratropical transition. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **136**, 617–637.
- Torn, R. D., 2010: Diagnosis of the Downstream Ridging Associated with Extratropical Transition Using Short-Term Ensemble Forecasts. *J. Atmos. Sci.*, **67** (3), 817–833, doi:{10.1175/2009JAS3093.1}.
- Torn, R. D. and G. J. Hakim, 2009: Initial Condition Sensitivity of Western Pacific Extratropical Transitions Determined Using Ensemble-Based Sensitivity Analysis. *Mon. Wea. Rev.*, **137** (10), 3388–3406, doi:{10.1175/2009MWR2879.1}.
- Wiegand, L., A. Twitchett, C. Schwierz, and P. Knippertz, 2011: Heavy Precipitation at the Alpine South Side and Saharan Dust over Central Europe: A Predictability Study Using TIGGE. *Wea. Forecasting*, **26** (6), 957–974, doi:{10.1175/WAF-D-10-05060.1}.

Conclusions et perspectives

La transition extra-tropicale est un phénomène complexe par ses caractéristiques hybrides tropicales et extra-tropicales. Elle présente un intérêt particulier à cause de son impact sur la circulation atmosphérique des latitudes moyennes, à la fois par une réduction de prévisibilité et par une contribution au déclenchement d'événements extrêmes en aval. Le mélange de processus dynamiques et diabatiques au cours de la transition extra-tropicale rend sa compréhension difficile et sa prévision délicate. Les études de cas sont encore peu nombreuses à ce jour et sont partagées entre le Pacifique Nord-Ouest et l'Atlantique Nord. L'étude de nouveaux cas est donc nécessaire afin d'améliorer la compréhension des processus de la transition extra-tropicale. Par ailleurs, la plupart des études précédentes ont utilisé des modèles globaux ou régionaux, mieux adaptés à décrire la dynamique d'échelle synoptique de la circulation des latitudes moyennes que la dynamique de fine échelle d'un cyclone tropical. Deux nouvelles transitions extra-tropicales ont été étudiées ici jusqu'à leurs conséquences en aval, notamment à haute résolution et sur un domaine étendu grâce à la capacité novatrice de calcul massivement parallèle du modèle Mésoscale-NH.

Les ouragans Florence et Héléne de septembre 2006 en Atlantique Nord ont été sélectionnés pour leur impact sur le déclenchement d'événements extrêmes en Méditerranée. Bien que leur transformation en cyclones extra-tropicaux n'ait pas abouti, Florence et Héléne se sont réintensifiées au cours de leur interaction avec la circulation des latitudes moyennes. Chacune a renforcé un train d'ondes de Rossby qui s'est propagé rapidement et a déferlé en aval. Dès le 16 septembre, une goutte froide en aval de Florence a engendré des précipitations intenses autour de l'Adriatique. Le 26 septembre, un filament de tourbillon potentiel en aval d'Héléne a provoqué le développement d'un méditerranéen sur le sud-est de l'Italie. Ces deux événements extrêmes ont été caractérisés par une perte de prévisibilité à moyen terme liée à une mauvaise représentation de la dynamique de grande échelle. La prévision de la trajectoire d'Héléne a également été marquée par une incertitude importante.

Les deux transitions extra-tropicales se sont distinguées par un équilibre différent des processus dynamiques et diabatiques dans leur réintensification. Florence s'est réintensifiée sur un océan relativement froid tout en perdant son cœur chaud. Le forçage dynamique a été renforcé par le chauffage diabatique du même ordre de grandeur pour développer la convection oblique de Florence, qui a remplacé sa convection droite initiale. Au contraire, Héléne s'est réintensifiée sur un océan plus chaud tout en conservant son cœur chaud. Le chauffage diabatique prépondérant, en réponse au faible forçage dynamique, a maintenu la convection droite d'Héléne en plus de dé-

velopper sa convection oblique. Ce contraste entre la réintensification de Florence et celle d'Hélène rejoint le modèle conceptuel qui distingue un mode barocline d'un mode tropical, établi à partir de deux autres couples d'ouragans en transition extra-tropicale. Contrairement à ce modèle conceptuel, la distinction entre le mode barocline et le mode tropical n'est pas attribuée à la position de l'ouragan en entrée ou en sortie d'un courant-jet mais à la température basse ou élevée de l'océan.

Les ouragans Florence et Hélène ont montré une évolution commune de leurs précipitations malgré leur mode différent de réintensification. La circulation cyclonique forte a d'abord entraîné l'air tropical chaud et humide vers la zone barocline. Des ascendances de grande échelle se sont déclenchées sur le front chaud ainsi créé, avec de la convection oblique renforcée par le chauffage diabatique. Les précipitations résultantes ont été enroulées passivement par la circulation cyclonique en même temps qu'un premier filament de tourbillon potentiel issu du thalweg en amont. Le déferlement du même thalweg en un nouveau filament de tourbillon potentiel en amont de l'ouragan a forcé de nouvelles ascendances de grande échelle et induit la réintensification de l'ouragan. Bien que le développement de convection oblique sur le front chaud et la réintensification par le déferlement du thalweg en amont aient été souvent documentés au cours d'une transition extra-tropicale, aucune étude antérieure n'avait relevé le double maximum d'intensité des précipitations. Si elle se retrouve dans d'autres cas, cette séquence est importante pour la compréhension et la prévision de l'évolution des précipitations au cours d'une transition extra-tropicale.

La résolution horizontale du modèle a peu influencé les simulations de Florence et d'Hélène. Dans les deux cas, l'intensité et la structure des précipitations ont montré une faible sensibilité à la représentation de la convection profonde. L'impact diabatique important sur le renforcement de l'onde de Rossby a ainsi été similaire avec une description paramétrée ou explicite de la convection profonde. La trajectoire n'a pas non plus été sensible à la résolution du modèle jusqu'à la fin de la réintensification, et un creusement plus fort à plus haute résolution n'a pas eu de répercussion notable. Des différences liées à la résolution sont apparues plus tard dans les simulations, par des différences dans la dynamique de grande échelle. Elles ont mené à une bifurcation de la trajectoire d'Hélène à cause d'une forte sensibilité à sa synchronisation avec un nouveau filament de tourbillon potentiel. Ce dernier a par ailleurs induit une nouvelle réintensification d'Hélène, ce qui en fait un cas remarquable. Florence n'a été touchée par des différences dans la dynamique de grande échelle qu'après la fin de sa réintensification. Dans les deux cas, les différences liées à la résolution sont apparues trop tard pour influencer le développement en aval de la transition extra-tropicale.

La prévision de la transition extra-tropicale d'Hélène a par contre montré une forte sensibilité à la perturbation de ses conditions initiales. La prévision d'ensemble a révélé l'existence de deux scénarios, qui expliquent l'augmentation de la dispersion entre ses membres. La synchronisation d'Hélène avec le train d'ondes de Rossby a déterminé le scénario emprunté par chaque membre de la prévision. La trajectoire correcte d'Hélène a été prédite conjointement avec un renforcement correct du train d'ondes de Rossby, alors qu'un retard et une dérive dans la trajectoire d'Hélène ont été prédits conjointement avec un renforcement trop faible du train d'ondes de Rossby. Le déve-

loppement du méditerranéen a finalement été contraint par l'appartenance au scénario correct. Une perturbation ciblée des conditions initiales autour d'Hélène et du thalweg en amont a suffi à prédire le développement du méditerranéen. La sensibilité connue du développement en aval d'une transition extra-tropicale s'applique ici également à la prévisibilité d'un événement extrême de méso-échelle.

L'étude de la prévisibilité du méditerranéen a mis en valeur le potentiel de la prévision d'ensemble pour prédire le déclenchement d'un événement extrême de méso-échelle à moyen terme. Une amélioration de la description d'un tel événement est attendue par l'augmentation régulière de la résolution horizontale des prévisions d'ensemble. L'analyse de la totalité des membres d'une prévision d'ensemble reste cependant laborieuse dans un cadre opérationnel. La stratégie appliquée ici d'agrégation des membres en un petit nombre de scénarios permet d'appréhender le risque de développement d'un événement extrême. Elle est facile et rapide puisqu'elle peut être utilisée avec des ressources de calcul limitées. La définition d'une zone-cible d'intérêt est requise pour l'agrégation des membres, mais la connaissance préalable d'un événement n'est pas nécessaire. Le champ utilisé ici de température potentielle à la tropopause en Europe occidentale révèle la présence d'un précurseur d'altitude et est donc bien adapté à la prévision d'un événement extrême en Méditerranée.

L'augmentation de la résolution horizontale des simulations Méso-NH n'a pas permis l'amélioration escomptée du développement en aval de Florence et d'Hélène. Elle a cependant validé l'utilisation scientifique du modèle sur une très grande grille. Dans le contexte de la transition extra-tropicale, de nouvelles simulations Méso-NH permettront de caractériser la sensibilité de son impact direct à la résolution horizontale du modèle. Bien que la prévision de la structure et de l'intensité des précipitations ait montré une faible sensibilité à la représentation de la convection profonde, celle du vent peut être améliorée par la description fine de la dynamique de l'ouragan. Des simulations à haute résolution d'ouragans en phase tropicale bénéficient en outre d'analyses à haute résolution obtenues par des observations ciblées. En dehors du contexte de la transition extra-tropicale, la parallélisation massive du modèle Méso-NH profitera à l'étude d'autres phénomènes météorologiques. Cette avancée technologique est désormais accessible à des simulations sur grande grille de toutes échelles spatiales.

En plus des conditions initiales et de la description de la convection profonde, d'autres sources d'incertitude dans la prévision d'une transition extra-tropicale restent encore à explorer. En effet, le développement en aval de Florence n'a pas été amélioré par l'augmentation de la résolution horizontale du modèle, ni par la perturbation des conditions initiales dans une étude préliminaire. La description des processus diabatiques dans le schéma microphysique du modèle étant également une source d'incertitude, son impact sur le développement en aval de la transition extra-tropicale mérite d'être caractérisé. Diverses observations satellite de Florence et d'Hélène sont disponibles, dont celles dans les domaines infrarouge et micro-ondes présentées ici. Par leur sensibilité aux hydrométéores, elles permettront de guider la modification des paramètres du schéma microphysique du modèle. Des différences entre simulations et observations ont par exemple été notées dans la structure et l'intensité des précipitations. Un biais des algorithmes de restitution n'est toutefois pas exclu.

Au vu des cas de Florence et d'Hélène, le lien entre la transition extra-tropicale d'un ouragan en Atlantique Nord et le déclenchement d'un événement extrême en Méditerranée nécessite une documentation systématique. La coïncidence des deux phénomènes en automne suggère que les rares cas illustrés à ce jour ne sont pas uniques. Le développement du méditerranéen a de plus montré une forte sensibilité à la synchronisation d'Hélène avec un train d'ondes de Rossby. Cette forte sensibilité n'est pas nécessairement restreinte au développement exceptionnel d'un méditerranéen. Elle concerne potentiellement tout type d'événement extrême ou à fort impact en Méditerranée. Si elle est retrouvée dans d'autres cas, alors les ouragans en transition extra-tropicale devront faire l'objet d'une attention particulière. Dans un climat futur, le lien entre la transition extra-tropicale d'un ouragan en Atlantique Nord et le déclenchement d'un événement extrême en Méditerranée est toutefois susceptible d'évoluer. Le réchauffement des océans et le déplacement du rail des dépressions modifieront en effet les conditions menant à la fois à une transition extra-tropicale et à un événement extrême en Méditerranée.

Finalement, les deux méthodes, celle de simulation à haute résolution et celle d'analyse de prévision d'ensemble, sont applicables à l'étude de la dynamique de grande échelle en amont de tout événement extrême en Méditerranée, au-delà des seules transitions extra-tropicales. La première méthode permet de caractériser la sensibilité de la prévision d'autres phénomènes météorologiques à la représentation de la convection profonde. Les processus diabatiques liés à des orages en Amérique du Nord ou à des cyclones extra-tropicaux sur l'Atlantique Nord par exemple peuvent aussi renforcer un train d'ondes de Rossby. La seconde méthode permet de caractériser la sensibilité des mêmes phénomènes aux conditions initiales dans la prévision à moyen terme. Les deux méthodes seront ainsi valorisées dans le cadre du programme HyMeX en cours. Elles compléteront l'approche plus locale de ce programme, focalisé sur la dynamique de petite échelle et la prévision à court terme d'événements extrêmes en Méditerranée.

Annexe A

Seamless MESO-NH modeling over very large grids

Article publié dans les Comptes Rendus Mécanique, volume 339, pages 136-140, février-mars 2011.



High Performance Computing / Le Calcul Intensif

Seamless MESO-NH modeling over very large grids

Simulations MESO-NH sans couture sur de très grandes grilles

Florian Pantillon^a, Patrick Mascart^{a,*}, Jean-Pierre Chaboureau^a, Christine Lac^b,
Juan Escobar^a, Jacqueline Duron^a

^a Laboratoire d'Aérodynamique, University of Toulouse and CNRS, Observatoire Midi Pyrénées, 14, avenue Edouard-Belin, 31400 Toulouse, France

^b CNRM/GAME, Météo-France and CNRS, 42, avenue Gaspard-Coriolis, 31057 Toulouse cedex 01, France

ARTICLE INFO

Article history:

Available online 30 December 2010

Keywords:

Computer science
Meteorological model
Seamless MESO-NH modeling

Mots-clés:

Informatique, algorithmique
Modèle de recherche météorologique
Simulations MESO-NH sans couture

ABSTRACT

With the computing power it brings, the new generation of massively parallel computers allows one to perform a “seamless” modeling of weather on large grids, but it requires a large parallel computing capability for the models. Due to improvements in this direction in the meteorological model of the French research community MESO-NH, a computing performance of over 4 Teraflop/s was obtained with 130 000 cores on the machine of the European computer center PRACE. This is a first in France for a weather code. A high resolution simulation, covering the Atlantic and Europe, of the tropical cyclone Helene and its interaction with a planetary wave was also conducted, for which the excellent result gives hope to an improved weather forecasting in Europe.

© 2010 Académie des sciences. Published by Elsevier Masson SAS. All rights reserved.

RÉSUMÉ

Grâce à la puissance de calcul qu'elle apporte, la nouvelle génération de calculateurs massivement parallèles permet de réaliser sur de grandes grilles une modélisation « sans couture » des phénomènes météorologiques, mais elle demande aux modèles une grande capacité de calcul parallèle. Suite à des améliorations apportées dans ce sens au modèle MESO-NH de recherche météorologique mésoéchelle communautaire français, une performance de calcul dépassant 4 Téraflop/s a été obtenue avec 130 000 coeurs sur la machine du centre de calcul européen PRACE. Il s'agit d'une première en France pour un code météorologique. Une simulation haute résolution, couvrant l'Atlantique et l'Europe, du cyclone tropical Héléne et de son interaction avec une onde planétaire de moyenne latitude a également été réalisée, dont l'excellent résultat laisse espérer à terme une amélioration de la prévision du temps en Europe.

© 2010 Académie des sciences. Published by Elsevier Masson SAS. All rights reserved.

1. Introduction

Further to the workshop on high performance computation held on 29 June 2010 in Paris which has surveyed an exceptionally wide multidisciplinary spectrum of computational topics, the present article is restricted to presenting some recent work made in the field of atmospheric physics. The scope addresses both very large (synoptic) scales and very small

* Corresponding author.

E-mail address: patrick.mascart@aero.obs-mip.fr (P. Mascart).

(hectometric) ones, and so, to some extent, provides an overall view of the promising new possibilities offered by parallel high performance supercomputers for improving both meteorological weather forecasting and climate modeling.

Numerical weather prediction (NWP) models deal with a huge range of scales, from planetary waves to near-convective scales down to turbulence. So far, the computing power of these machines have led researchers to focus either on small-scale weather phenomena over a limited area or weather systems of larger size, the smaller scale processes then being coarsely represented and their impact on the dynamics of larger scale poorly studied. In particular, the current global NWP models represent the convection crudely through a parameterization while only a few regional NWP models permit the convection to be explicitly resolved. This “cloud drawback” was identified as a major uncertainty altering the predictability of weather systems.

The recent advent in France and Europe of massively parallel computers, using hundreds of thousands of cores, opens new perspectives. In France, the GENCI (Grand équipement national de calcul intensif, Ministère de la recherche et l'enseignement supérieur, CEA, CNRS, Universités et INRIA) consortium now offers a few machines with a high standard. In Europe, the PRACE consortium gives the opportunity to run codes with performance of Pflop/s. These new computers will be sufficient to carry out, on large spatial domains (large grids), a “seamless” modeling of weather events and to study their scale interaction.

In this short article we present the recent development made for the MESO-NH model system, the French research meteorological model at mesoscale. Two examples taken from recent advances made by Toulouse University and Météo-France research groups are highlighted: (i) modeling of a meteorological weather system made over a single very large size grid stencil covering a whole continental scale domain; and (ii) extreme high resolution eddy resolving modeling of a tropical convective cloud providing further insights into the turbulent variability of a cloud. Section 2 presents the MESO-NH model and the development made to achieve a performance of a sustained 4 Tflop/s. Section 3 shows the two meteorological applications of the use of the model on large grid. Section 4 concludes with some perspectives.

2. MESO-NH system

The research model MESO-NH [1] is the mesoscale meteorological French community, jointly developed by the Laboratoire d'Aérodynamique (UPS/CNRS) and the GAME/CNRM (CNRS/Météo-France). It is a gridpoint limited area model based on a non-hydrostatic system of equations, to deal with the same tool for a wide range of atmospheric phenomena, from planetary waves (a few thousand kilometers) to the turbulent vortices (a few meters). It also has a complete set of equations for a physical representation of clouds and precipitation. It allows for the transport of passive tracers. Finally, the whole is coupled to models of chemistry, aerosols and atmospheric electricity. This model offers a perfect setting for any simulation of physicochemical processes in which the atmosphere is the seat.

All MESO-NH software represents about one million lines of code. Since several years, the system works on the parallel scalar machines of GENCI and Météo-France, and recently on the first PRACE petaflop computer. However, high performance computation on these new computers has required an extension of the model parallel capabilities. Although much of the MESO-NH model is parallel since 1999 [2], it was nevertheless necessary to adapt to new computers (on issues concerning the I/O and the pressure solver). In doing so, an excellent scalability of MESO-NH has been obtained and the sustained Teraflop/s was achieved on all machines where the code has been tested (Fig. 1), showing that it can adapt to most type of machines. It has also been successfully run on the PRACE machine with grids of $2048 \times 2048 \times 128$ points (500 million points) and exceed the sustained 4 Teraflop/s using 130 000 of the 300 000 available cores. This is the first time that such computing power is reached for a meteorological research code on a supercomputer in Europe.

3. Applications

3.1. Transition of a tropical cyclone

The first scientific application using the modified MESO-NH focused on the case of the extratropical transition of the tropical cyclone Helene in the North Atlantic in September 2006 [3]. The interaction of a tropical cyclone with a planetary wave (a midlatitude Rossby wave) is poorly addressed by current NWP models, in part because of the relatively coarse horizontal mesh (20 km). The relative low resolution allows only an approximate representation of cloud processes, a so-called convective parameterization, which can lead to poor weather forecasts in Europe.

Instead, we run MESO-NH with a much finer spatial resolution (4 km) on a grid of $3072 \times 1920 \times 72$ points (425 million points). At that resolution the vertical velocity of air masses and thus clouds is explicitly calculated resulting in well resolved cloud systems. This is shown in Fig. 2 with values of upper tropospheric humidity larger than 80% associated with clouds (see [6] for more details on upper tropospheric humidity). A good match was obtained between observation and simulation, both over the full domain and in the vicinity of the cyclone. The deepening of the cyclone Helene (minimum of the mean sea level pressure) was also correctly predicted when compared with analysis from a global model (weather analysis of in situ and satellite observations).

3.2. Deep convection

The second scientific application addresses the modeling of stratospheric water vapor, an important driver of decadal global surface climate change. The main source of water vapor is provided by troposphere–stratosphere exchanges in the

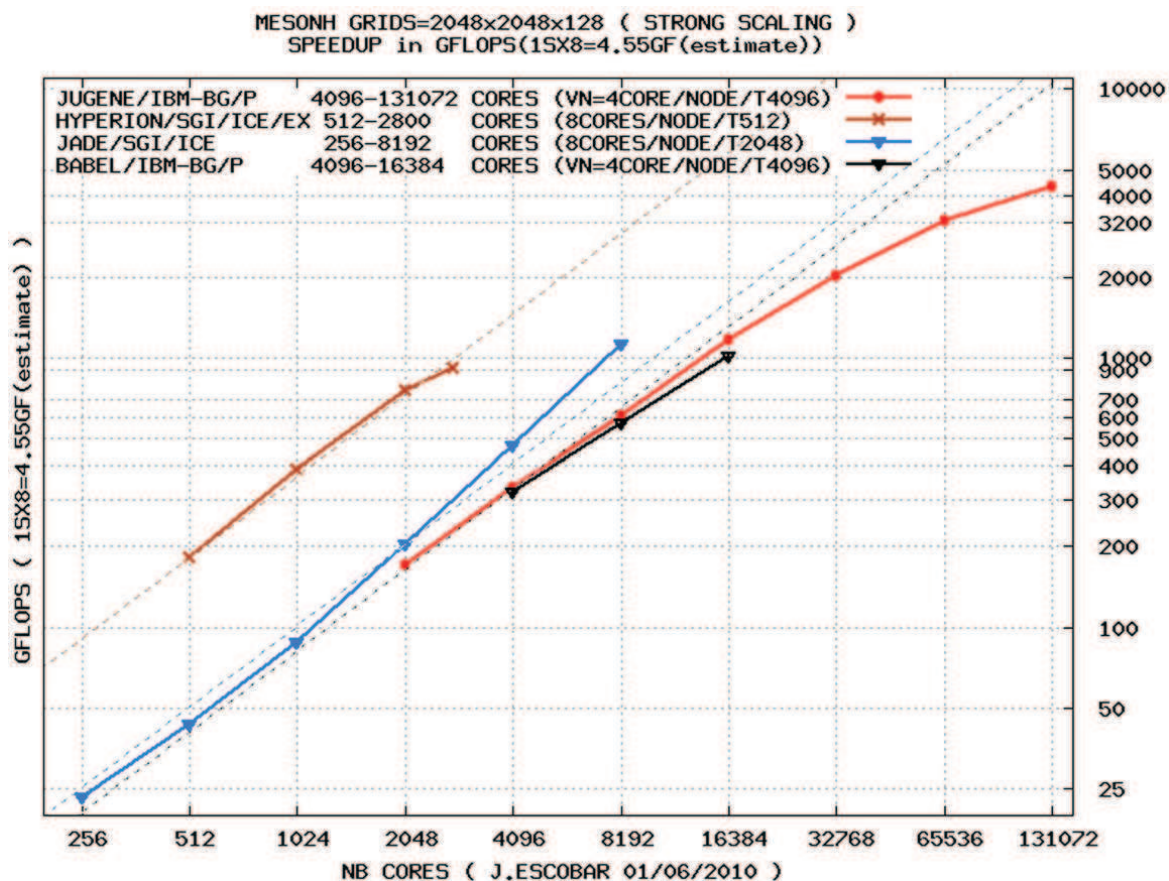


Fig. 1. Performance of MESO-NH in scalability: average sustained power (expressed in gigaflops) depending on the number of cores obtained by MESO-NH on different machines and for a grid of $2048 \times 2048 \times 128$ points (500 million points). The types of machines on which MESO-NH was run: IBM Blue Gene/P (Babel at IDRIS and Jugene at PRACE), SGI-Ice Xeon (Jade at CINES) and SGI-Ice Nehalem (Hyperion at CALMIP).

Fig. 1. Performance de MESO-NH en scalabilité : puissance soutenue moyenne (exprimée en Gigaflops) en fonction du nombre de coeurs obtenue par MESO-NH sur différentes machines et pour une grille de $2048 \times 2048 \times 128$ points (500 millions de points). Les types de machines sur lesquelles MESO-NH a tourné sont : IBM Blue Gene/P (Babel à l'IDRIS et Jugene à PRACE), SGI-Ice Xeon (Jade au CINES) et SGI-Ice Nehalem (Hyperion au CALMIP).

tropics. The mechanisms of exchange remain debated, between slow transport at large scale through the maritime continent and fast convective transport above the continents. A difficulty to estimate the contribution of deep convection to the stratospheric water vapor budget comes from the sensitivity of the representation of deep convective clouds with the horizontal grid spacing. At least a few hundred meters are required to simulate direct intrusions of convective plumes into the stratosphere [4]. However, the results become more robust using a higher resolution, with a grid spacing of 100 to 200 m.

The impact of a higher resolution on the representation of deep convection is illustrated for the Hector thunderstorm [5], located almost every day over the Tiwi Islands, north of Darwin, Australia during the pre-wet season. Fig. 3 shows 3-dimensional views of Hector photographed from Darwin and obtained from two MESO-NH simulations. These simulations share the same vertical resolution of 150 m with 200 gridpoints over the vertical. On the upper right panel the simulation uses a 2.5 km resolution over 288×256 gridpoints, on the lower right panel the other is performed with a 208 m grid spacing over 862×430 gridpoints. The latter offers a qualitatively more realistic view of the Hector cloud as compared with the photographic observation.

In particular, a potentially significant difference between the two runs is found in the small scale structure at the cloud top. The 2.5 km resolution simulation displays a smooth upper interface separating the saturated cloud and the overlying stratospheric dry air. By contrast, the 208 m resolution simulation shows a more corrugated cloud top, increasing the surface offered to exchange water vapor between the cloud and the lower stratosphere. A quantitative study of the relevance of this difference for the cloud top detrainment is under way.

4. Conclusion and outlooks

The high performance of the MESO-NH code demonstrates its capability of being employed using several thousand processors on the existing parallel machines. This allows us to address new issues on meteorology. Two particular applications were shown, one concerning the interaction between convective and synoptic scales, and the other focusing on the sensi-

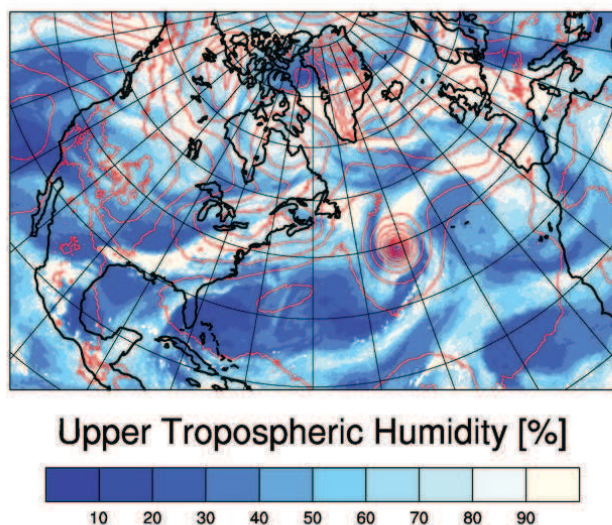
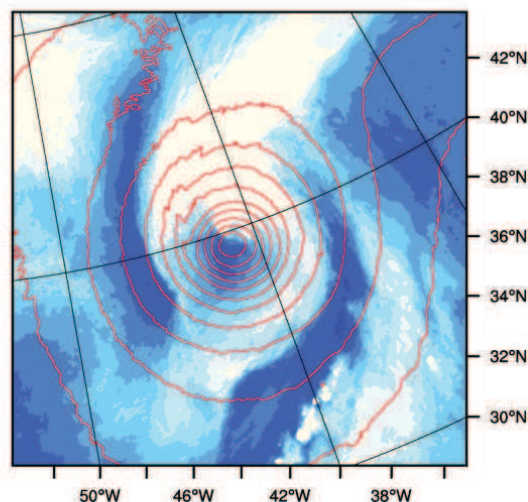
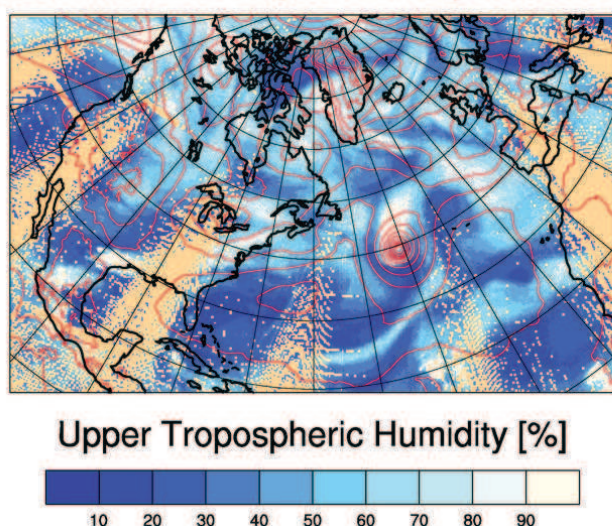
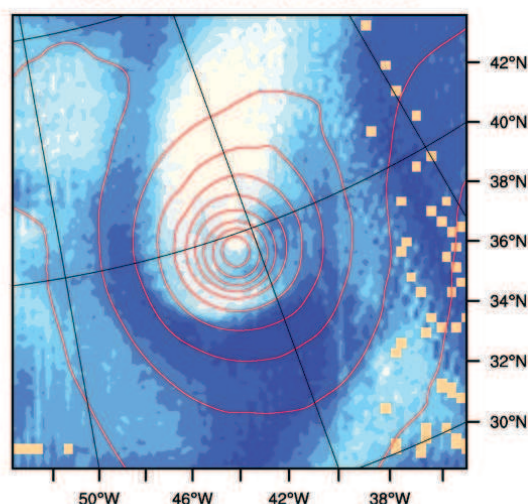
4-km Meso-NH run at t+54 on 24 Sep 2006 06UTC**Zoom on Hurricane Helene****Observation and Analysis on 24 Sep 2006 06UTC****Zoom on Hurricane Helene**

Fig. 2. MESO-NH simulation (top) and meteorological analysis of satellite observations (bottom) on the entire domain of simulation (left) and zoomed in on Hurricane Helene (right) on September 24, 2006 at 0600 UTC. The colors represent the moisture of the upper troposphere, high humidity (in white) indicating the presence of cloud cover. The lines are isobars (mean pressure at sea level). MESO-NH simulation run with 4096 cores on a grid of 413 million points and has generated 134 GB of files per output on the Jade machine of GENCI.

Fig. 2. Simulation MESO-NH (en haut) et analyse météorologique des observations satellitaires (en bas) sur le domaine entier de simulation (à gauche) et zoomé sur le cyclone Héléne (à droite) pour le 24 septembre 2006 à 0600 UTC. Les couleurs représentent l'humidité de la haute troposphère, la très forte humidité (en blanc) indiquant la présence d'une couverture nuageuse. Les lignes sont des isobares (pression au niveau de la mer). La simulation MESO-NH a tourné avec 4096 coeurs sur une grille de 413 millions de points et a généré 134 Go de fichiers par échéance sur la machine Jade du GENCI.

tivity of deep convection representation to the grid spacing. The up-coming petaflop computer capabilities will enlarge the current perspectives. For example, the interaction of convection with synoptic scales will be studied over large domains, like a hemisphere for limited-area models or at global scale. The weather predictability at convective scales will be easily achieved in a probabilistic perspective by running large ensembles of simulations starting from perturbed initial conditions. Running the model with a large number of variables (bin cloud model, chemistry) will be also more common. Further work is however needed to prepare the code to petaflop machines.

Acknowledgements

This study was sponsored by the French Ministry of Research through the project ANR-VMC2007 "Forecast and projection in climate scenario of Mediterranean intense events: Uncertainties and Propagation on environment" (MedUP) and by the Institut National des Sciences de l'Univers through the EPIGONE project. Florian Pantillon was supported by a CNRS and Météo-France PhD grant. Satellite data was obtained through the French Mixed Service Unit ICARE. Computer resources were

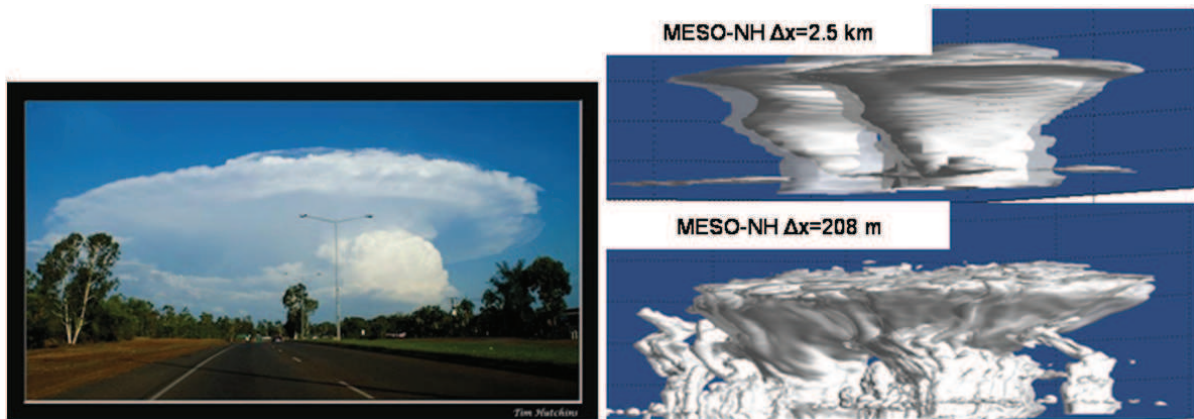


Fig. 3. 3-dimensional view of Hector (left) photographed from Darwin and (right) simulated by MESO-NH using a horizontal grid spacing of (above) 2.5 km and (bottom) 208 m.

Fig. 3. Vue en trois dimensions de Hector, (à gauche) photographié depuis Darwin et (à droite) simulé par MESO-NH avec une maille horizontale de (en haut) 2,5 km et (en bas) de 208 m.

allocated by CALMIP, GENCI (IDRIS, CINES, and CCRT; projects 0569, 1065, and 1076) and on the first petaflops component of the PRACE infrastructure (project 3656).

References

- [1] 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, 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 (1998) 90–109.
- [2] P. Jabouille, R. Guivarch, P. Kloos, D. Gazez, N. Gicquel, L. Giraud, N. Asencio, V. Ducrocq, J. Escobar, J.L. Redelsperger, J. Stein, J.P. Pinty, Parallelization of the French meteorological mesoscale model MesoNH, in: *Lecture Notes in Comput. Sci.*, vol. 1685, 1999, pp. 1417–1422.
- [3] D.P. Brown, Hurricane HELENE, 12–24 September 2006, Tropical cyclone report, available online at http://www.nhc.noaa.gov/pdf/TCR-AL082006_Helene.pdf, 2006.
- [4] J.-P. Chaboureaud, J.-P. Cammas, J. Duron, P.J. Mascart, N.M. Sitnikov, H.-J. Voessing, A numerical study of tropical cross-tropopause transport by convective overshoots, *Atmos. Chem. Phys.* 7 (2007) 1731–1740.
- [5] D. Brunner, P. Siegmund, P.T. May, L. Chappel, C. Schiller, R. Muller, T. Peter, S. Fueglistaler, A.R. MacKenzie, A. Fix, H. Schlager, G. Allen, A.M. Fjaeraa, M. Streibel, N.R.P. Harris, The SCOUT-O3 Darwin Aircraft Campaign: rationale and meteorology, *Atmos. Chem. Phys.* 7 (2009) 93–117.
- [6] H. Clark, J.P. Chaboureaud, Uncertainties in short-term forecasts of a Mediterranean heavy precipitation event: Assessment with satellite observations, *J. Geophys. Res.* 115 (2010) D22213, doi:10.1029/2010JD014388.

Bibliographie

- Agusti-Panareda, A. (2008), The contribution of ex-tropical cyclone Gert (1999) toward the weakening of a midlatitude cyclogenesis event, *Mon. Wea. Rev.*, *136*(6), 2091–2111.
- Agusti-Panareda, A., C. Thorncroft, G. Craig, and S. Gray (2004), The extratropical transition of hurricane Irene (1999) : A potential vorticity perspective, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, *130*, 1047–1074.
- Agusti-Panareda, A., S. Gray, G. Craig, and C. Thorncroft (2005), The Extratropical Transition of Tropical Cyclone Lili (1996) and Its Crucial Contribution to a Moderate Extratropical Development, *Mon. Wea. Rev.*, *133*, 1562–1573.
- Anwender, D., P. A. Harr, and S. C. Jones (2008), Predictability associated with the downstream impacts of the extratropical transition of tropical cyclones : Case studies, *Mon. Wea. Rev.*, *136*, 3226–3247.
- Anwender, D., S. C. Jones, M. Leutbecher, and P. A. Harr (2010), Sensitivity experiments for ensemble forecasts of the extratropical transition of typhoon Tokage (2004), *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, *136*(646, Part a), 183–200, doi :10.1002/qj.527.
- Atallah, E., and L. Bosart (2003), The extratropical transition and precipitation distribution of hurricane Floyd (1999), *Mon. Wea. Rev.*, *131*(6), 1063–1081, doi : 10.1175/1520-0493(2003)131<1063:TETAPD>2.0.CO;2.
- Bechtold, P., E. Bazile, F. Guichard, P. Mascart, and E. Richard (2001), A mass flux convection scheme for regional and global models, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, *127*, 869–886.
- Bishop, C. (1996), Domain-independent attribution .1. Reconstructing the wind from estimates of vorticity and divergence using free space Green's functions, *J. Atmos. Sci.*, *53*(2), 241–252.
- Buehler, S. A., and V. O. John (2005), A simple method to relate microwave radiances to upper tropospheric humidity, *J. Geophys. Res.*, *110*, doi :10.1029/2004JD005,111.
- Chaboureau, J.-P., and C. Claud (2006), Satellite-based climatology of Mediterranean cloud systems and their association with large-scale circulation, *J. Geophys. Res.*, *111*, D01,102, doi :10.1029/2005JD006,460.

- Chaboureau, J.-P., F. Pantillon, D. Lambert, E. Richard, and C. Claud (2012), Tropical transition of a Mediterranean storm by jet crossing, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, *138*, 596–611.
- Davies-Jones, R. (1991), The frontogenetical forcing of secondary circulations. Part I : the duality and generalization of the Q vector, *J. Atmos. Sci.*, *48*, 497–509.
- Davis, C. (1992), Piecewise Potential Vorticity Inversion, *J. Atmos. Sci.*, *49*(16), 1397–1411, doi :10.1175/1520-0469(1992)049<1397:PPVI>2.0.CO;2.
- Davis, C., C. Snyder, and A. C. Didlake, Jr. (2008a), A vortex-based perspective of eastern Pacific tropical cyclone formation, *Mon. Wea. Rev.*, *136*(7), 2461–2477, doi : 10.1175/2007MWR2317.1.
- Davis, C. A., and L. F. Bosart (2004), The TT problem, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, *85*, 1657–1662.
- Davis, C. A., S. C. Jones, and M. Riemer (2008b), Hurricane vortex dynamics during Atlantic extratropical transition, *J. Atmos. Sci.*, *65*(3), 714–736.
- Durrán, D. R. (1989), Improving the anelastic approximation, *J. Atmos. Sci.*, *46*, 1453–1461.
- Elsberry, R. (2004), Comments on “The influence of the downstream state on extratropical transition : Hurricane Earl (1998) case study” and “A study of the extratropical reintensification of former Hurricane Earl using Canadian meteorological centre regional analyses and ensemble forecasts”, *Mon. Wea. Rev.*, *132*(10), 2511–2513, doi :10.1175/1520-0493(2004)132<2511:COTIOT>2.0.CO;2.
- Franklin, J. L., and D. P. Brown (2008), Atlantic hurricane season of 2006, *Mon. Wea. Rev.*, *136*(3), 1174–1200.
- Galarneau, T. J., Jr., L. F. Bosart, and R. S. Schumacher (2010), Predecessor Rain Events ahead of Tropical Cyclones, *Mon. Wea. Rev.*, *138*(8), 3272–3297, doi :{10.1175/2010MWR3243.1}.
- Glatt, I., A. Doernbrack, S. Jones, J. Keller, O. Martius, A. Mueller, D. H. W. Peters, and V. Wirth (2011), Utility of Hovmöller diagrams to diagnose Rossby wave trains, *Tellus*, *63*(5), 991–1006.
- Grams, C. M., H. Wernli, M. Böttcher, J. Čampa, U. Corsmeier, S. C. Jones, J. H. Keller, C.-J. Lenz, and L. Wiegand (2011), The key role of diabatic processes in modifying the upper-tropospheric wave guide : a north atlantic case-study, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, *137*(661), 2174–2193.
- Hanley, D., J. Molinari, and D. Keyser (2001), A composite study of the interactions between tropical cyclones and upper-tropospheric troughs, *Mon. Wea. Rev.*, *129*(10), 2570–2584.

- Harr, P., and R. Elsberry (2000), Extratropical transition of tropical cyclones over the western north pacific. Part I : Evolution of structural characteristics during the transition process, *Mon. Wea. Rev.*, *128*(8, Part 1), 2613–2633, doi :10.1175/1520-0493(2000)128<2613:ETOTCO>2.0.CO;2.
- Harr, P., R. Elsberry, and T. Hogan (2000), Extratropical transition of tropical cyclones over the western North Pacific. Part II : The impact of midlatitude circulation characteristics, *Mon. Wea. Rev.*, *128*(8, Part 1), 2634–2653, doi :10.1175/1520-0493(2000)128<2634:ETOTCO>2.0.CO;2.
- Harr, P. A., and J. M. Dea (2009), Downstream Development Associated with the Extratropical Transition of Tropical Cyclones over the Western North Pacific, *Mon. Wea. Rev.*, *137*(4), 1295–1319.
- Harr, P. A., D. Anwender, and S. C. Jones (2008), Predictability associated with the downstream impacts of the extratropical transition of tropical cyclones : Methodology and a case study of Typhoon Nabi (2005), *Mon. Wea. Rev.*, *136*, 3205–3225.
- Hart, R., and J. Evans (2001), A climatology of the extratropical transition of Atlantic tropical cyclones, *J. Climate*, *14*(4), 546–564, doi :10.1175/1520-0442(2001)014<0546:ACOTET>2.0.CO;2.
- Hart, R. E. (2003), A cyclone phase space derived from thermal wind and thermal asymmetry, *Mon. Wea. Rev.*, *131*, 585–616.
- Holton, J. R. (1979), *An introduction to dynamic meteorology*, Academic Press, New York.
- Hoskins, B., M. McIntyre, and A. Robertson (1985), On the use and significance of isentropic potential vorticity maps, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, *111*(470), 877–946, doi :10.1256/smsqj.47001.
- Jones, S. C., P. A. Harr, J. Abraham, L. F. Bosart, P. J. Bowyer, J. L. Evans, D. E. Hanley, B. N. Hanstrum, R. E. Hart, F. Lalaurette, M. R. Sinclair, R. K. Smith, and C. Thorncroft (2003), The extratropical transition of tropical cyclones : Forecast challenges, current understanding, and future directions, *Wea. Forecasting*, *18*, 1052–1092.
- Keller, J. H., S. C. Jones, J. L. Evans, and P. A. Harr (2011), Characteristics of the TIGGE multimodel ensemble prediction system in representing forecast variability associated with extratropical transition, *Geophys. Res. Lett.*, *38*, doi :10.1029/2011GL047275.
- Klein, P., P. Harr, and R. Elsberry (2000), Extratropical transition of Western North Pacific tropical cyclones : An overview and conceptual model of the transformation stage, *Wea. Forecasting*, *15*, 373–396.
- Klein, P., P. Harr, and R. Elsberry (2002), Extratropical transition of Western North Pacific tropical cyclones : Midlatitude and tropical cyclone contributions to reintensification, *Mon. Wea. Rev.*, *130*(9), 2240–2259.

- Kofron, D. E., E. A. Ritchie, and J. S. Tyo (2010a), Determination of a Consistent Time for the Extratropical Transition of Tropical Cyclones. Part I : Examination of Existing Methods for Finding “ET Time”, *Mon. Wea. Rev.*, *138*(12), 4328–4343, doi :10.1175/2010MWR3180.1.
- Kofron, D. E., E. A. Ritchie, and J. S. Tyo (2010b), Determination of a Consistent Time for the Extratropical Transition of Tropical Cyclones. Part II : Potential Vorticity Metrics, *Mon. Wea. Rev.*, *138*(12), 4344–4361, doi :10.1175/2010MWR3181.1.
- Kurihara, Y., M. Bender, and R. Ross (1993), An initialization scheme of hurricane models by vortex specification, *Mon. Wea. Rev.*, *121*(7), 2030–2045.
- Lafore, J.-P., 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 (1998), The Meso–NH Atmospheric Simulation System. Part I : adiabatic formulation and control simulations. Scientific objectives and experimental design, *Ann. Geophys.*, *16*, 90–109.
- Lambert, D., and S. Argence (2008), Preliminary study of an intense rainfall episode in corsica, 14 september 2006, *Advances in Geosciences*, *16*, 125–129, doi :10.5194/adgeo-16-125-2008.
- Lambert, D., and J.-P. Cammas (2010), Rossby wave interactions with mediterranean and subtropical latitudes, *Meteorology and Atmospheric Physics*, *108*, 83–94, 10.1007/s00703-010-0081-0.
- Lang, S. T. K., S. C. Jones, M. Leutbecher, M. S. Peng, and C. A. Reynolds (2012), Sensitivity, Structure, and Dynamics of Singular Vectors Associated with Hurricane Helene (2006), *J. Atmos. Sci.*, *69*(2), 675–694.
- Laviola, S., and V. Levizzani (2011), The 183-WSL fast rain rate retrieval algorithm : Part I : Retrieval design, *Atmos. Res.*, *99*, 443–461.
- Leutbecher, M., and T. N. Palmer (2008), Ensemble forecasting, *Journal Of Computational Physics*, *227*(7), 3515–3539, doi :10.1016/j.jcp.2007.02.014.
- Lynch, P. (1989), Partitioning the wind in a limited domain, *Mon. Wea. Rev.*, *117*(7), 1492–1500.
- Mallet, I., J.-P. Cammas, P. Mascart, and P. Bechtold (1999), Effects of cloud diabatic heating on the early development of the FASTEX IOP17 cyclone, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, *125*, 3439–3467.
- Martius, O., C. Schwierz, and H. C. Davies (2008), Far-upstream precursors of heavy precipitation events on the Alpine south-side, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, *134*, 417–428.

- Massacand, A. C., H. Wernli, and H. C. Davies (2001), Influence of upstream diabatic heating upon an Alpine event of heavy precipitation, *Mon. Wea. Rev.*, *129*, 2822–2828.
- McTaggart-Cowan, R., J. Gyakum, and M. Yau (2001), Sensitivity testing of extratropical transitions using potential vorticity inversions to modify initial conditions : Hurricane Earl case study, *Mon. Wea. Rev.*, *129*(7), 1617–1636.
- McTaggart-Cowan, R., J. Gyakum, and M. Yau (2003), The influence of the downstream state on extratropical transition : Hurricane Earl (1998) case study, *Mon. Wea. Rev.*, *131*(8), 1910–1929, doi :10.1175//2589.1.
- McTaggart-Cowan, R., J. Gyakum, and M. Yau (2004a), The impact of tropical remnants on extratropical cyclogenesis : Case study of Hurricanes Danielle and Earl (1998), *Mon. Wea. Rev.*, *132*(8), 1933–1951, doi :10.1175/1520-0493(2004)132<1933:TIOTRO>2.0.CO;2.
- McTaggart-Cowan, R., J. Gyakum, and M. Yau (2004b), “The influence of the downstream state on extratropical transition : Hurricane Earl (1998) case study” and “A study of the extratropical reintensification of former Hurricane Earl using Canadian meteorological centre regional analyses and ensemble forecasts” - Reply, *Mon. Wea. Rev.*, *132*(10), 2514–2519, doi :10.1175/1520-0493(2004)132<2514:R>2.0.CO;2.
- Moscatello, A., M. M. Miglietta, and R. Rotunno (2008a), Observational analysis of a Mediterranean "hurricane" over southeastern Italy, *Weather*, *63*, 306–311.
- Moscatello, A., M. M. Miglietta, and R. Rotunno (2008b), Numerical analysis of a Mediterranean "hurricane" over southeastern Italy, *Mon. Wea. Rev.*, *136*, 4373–4397.
- Nuissier, O., R. F. Rogers, and F. Roux (2005), A numerical simulation of hurricane bret on 22–23 august 1999 initialized with airborne doppler radar and dropsonde data, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, *131*(605), 155–194.
- Orlanski, I., and J. Sheldon (1995), Stages In The Energetics Of Baroclinic Systems, *Tellus Series A-Dynamic Meteorology And Oceanography*, *47*(5, Part 1), 605–628, doi :10.1034/j.1600-0870.1995.00108.x, International Symposium on the Life Cycles of Extratropical Cyclones, Bergen, Norway, JUN 27-JUL 01, 1994.
- Pergaud, J., V. Masson, S. Malardel, and F. Couvreux (2009), A parameterization of dry thermals and shallow cumuli for mesoscale numerical weather prediction, *Bound. Layer. Meteor.*, *132*, 83–106.
- Pinto, J., M. Klawa, U. Ulbrich, R. Ruradi, and P. Speth (2001), Extreme precipitation events over northwest italy and their relationship with tropical-extratropical interactions over the atlantic, in *Mediterranean Storms (Proceedings of the 3rd EGS Plinius Conference held at Baja Sardinia, Italy)*, pp. 327–332.

- Pinty, J.-P., and P. Jabouille (1998), A mixed-phase cloud parameterization for use in a mesoscale non-hydrostatic model : simulations of a squall line and of orographic precipitations, in *Conf. on cloud physics, Everett, WA, Amer. Meteor. Soc.*, pp. 217–220.
- Reynolds, C. A., M. S. Peng, and J.-H. Chen (2009), Recurving Tropical Cyclones : Singular Vector Sensitivity and Downstream Impacts, *Mon. Wea. Rev.*, *137*(4), 1320–1337, doi :10.1175/2008MWR2652.1.
- Riemer, M., and S. C. Jones (2010), Downstream impact of tropical cyclones on a developing baroclinic wave in idealized scenarios of extratropical transition, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, *136*, 617–637.
- Riemer, M., S. C. Jones, and C. A. Davis (2008), The impact of extratropical transition on the downstream flow : An idealized modelling study with a straight jet, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, *134*, 69–91.
- Ritchie, E. A., and R. L. Elsberry (2007), Simulations of the extratropical transition of tropical cyclones : Phasing between the upper-level trough and tropical cyclones, *Mon. Wea. Rev.*, *135*(3), 862–876.
- Saunders, R., M. Matricardi, P. Brunel, S. English, P. Bauer, U. O’Keeffe, P. Francis, and P. Rayer (2005), RTTOV-8 Science and validation report, *Tech. rep.*, NWP SAF Rep., 41 pp.
- Shapiro, L., and J. Moller (2003), Influence of atmospheric asymmetries on the intensification of hurricane opal : Piecewise PV inversion diagnosis of a GFDL model forecast, *Mon. Wea. Rev.*, *131*(8), 1637–1649.
- Sinclair, M. (2002), Extratropical transition of Southwest Pacific tropical cyclones. Part I : Climatology and mean structure changes, *Mon. Wea. Rev.*, *130*(3), 590–609, doi : 10.1175/1520-0493(2002)130<0590:ETOSPT>2.0.CO;2.
- Söhne, N., J.-P. Chaboureau, and F. Guichard (2008), Verification of cloud cover forecast with satellite observation over West Africa, *Mon. Wea. Rev.*, *136*, 4421–4434.
- Thorncroft, C., and S. Jones (2000), The extratropical transitions of Hurricanes Felix and Iris in 1995, *Mon. Wea. Rev.*, *128*(4), 947–972, doi :10.1175/1520-0493(2000)128<0947:TETOHF>2.0.CO;2.
- Thorncroft, C. D., B. J. Hoskins, and M. E. McIntyre (1993), Two paradigms of baroclinic-wave life-cycle behavior, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, *119*, 17–55.
- Torn, R. D. (2010), Diagnosis of the Downstream Ridging Associated with Extratropical Transition Using Short-Term Ensemble Forecasts, *J. Atmos. Sci.*, *67*(3), 817–833, doi :10.1175/2009JAS3093.1.

- Torn, R. D., and G. J. Hakim (2009), Initial Condition Sensitivity of Western Pacific Extratropical Transitions Determined Using Ensemble-Based Sensitivity Analysis, *Mon. Wea. Rev.*, 137(10), 3388–3406, doi :10.1175/2009MWR2879.1.
- Wettergefahren-Frühwarnung (2006a), Starkregen, süd- und mitteleuropa, 13.-18.9.2006, *Tech. rep.*, Institute for Meteorology and Climatology, Karlsruhe Institute of Technology.
- Wettergefahren-Frühwarnung (2006b), Starkregen, südeuropa, 23.-27.9.2006, *Tech. rep.*, Institute for Meteorology and Climatology, Karlsruhe Institute of Technology.

