



HAL
open science

Caractérisation multi-échelles de la pluie et des processus associés dans l'Eurorégion Alpes-Méditerranée - De l'observation radar à la prévision

Jean-François Rysman

► **To cite this version:**

Jean-François Rysman. Caractérisation multi-échelles de la pluie et des processus associés dans l'Eurorégion Alpes-Méditerranée - De l'observation radar à la prévision. *Météorologie*. Université Pierre et Marie Curie, 2013. Français. NNT: . tel-01119716

HAL Id: tel-01119716

<https://hal.science/tel-01119716>

Submitted on 23 Feb 2015

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

PRÉSENTÉE A

L'UNIVERSITÉ PIERRE ET MARIE CURIE

ÉCOLE DOCTORALE DES SCIENCES DE L'ENVIRONNEMENT

Par Jean-François Rysman

POUR OBTENIR LE GRADE DE

DOCTEUR

SPÉCIALITÉ : SCIENCES DE L'ATMOSPHÈRE

**Caractérisation multi-échelles de la pluie et des processus
associés dans l'Eurorégion Alpes-Méditerranée -
De l'observation radar à la prévision**

Directeur de recherche : Yvon Lemaître

Soutenue le : 11 Décembre 2013

Devant la commission d'examen formée de :

M. Yvon LEMAÎTRE, DR CNRS, UVSQ

M. Emmanuel MOREAU, Novimet

M. Jean-François GEORGIS, Maître de conférence, Université Paul Sabatier

M. Joël VAN BAELEN, DR CNRS, Université Blaise-Pascal, Clermont-Ferrand

Mme Véronique DUCROCOQ, Ingénieur en chef des Ponts, Eaux et Forêts, Météo-France/CNRS

Mme Laurence PICON, Professeur, UPMC, Paris

M. Jacques PARENT DU CHÂTELET, IR HDR, UPMC & DSO-Météo France

Directeur de thèse

Co-directeur de thèse

Rapporteur

Rapporteur

Examinatrice

Examinatrice

Examineur

Remerciements

La thèse que vous vous apprêtez à lire est le fruit de trois ans de travail ainsi que de trois mois de rédaction. Une thèse est par certains aspects un travail solitaire qui demande beaucoup d'énergie, une remise en question régulière, de la persévérance, de l'imagination et de la créativité. Mais la thèse est aussi un travail collaboratif qui nécessite de pouvoir compter sur le soutien, les connaissances et l'expérience de nombreuses personnes. Parmi ces personnes, le directeur de thèse joue un rôle central. Celui-ci doit avoir de multiples qualités comme la pédagogie et la patience. Il faut également qu'il guide le doctorant tout en lui laissant la liberté d'innover. Yvon a réussi tout cela. J'ai beaucoup apprécié la manière dont il m'a aidé à réaliser ce travail de recherche. Par ailleurs, j'ai particulièrement aimé discuter et échanger mes idées avec lui ainsi que de pouvoir partager ses connaissances durant cette thèse. Après ces trois ans je dois dire que ce qui m'a le plus marqué chez lui c'est son honnêteté et sa simplicité. C'est donc tout naturellement à lui que sont adressés mes premiers chaleureux remerciements.

J'ai également travaillé en étroite collaboration avec Emmanuel Moreau lors de cette thèse. Je voudrais le remercier pour m'avoir fait partager ses connaissances sur les radars, conseillé sur mes travaux de recherche et pour avoir pris le temps de corriger mes articles et cette thèse.

Sébastien Verrier, avec qui j'ai partagé mon bureau pendant 2 ans, a également considérablement influencé le travail de cette thèse en me faisant découvrir le monde merveilleux des multifractales mais aussi en passant beaucoup de temps à discuter de nos recherches respectives.

Un travail de thèse n'est pas achevé tant qu'il n'a pas été lu et validé par des chercheurs indépendants. C'est le rôle qu'ont bien voulu prendre Jean-François Georgis et Joël Van Baelen en relisant ce manuscrit. Je suis conscient du travail important que cela représente et je les remercie donc chaleureusement. Cette thèse a également été évaluée par Véronique Ducrocq, Laurence Picon et Jacques Parent du Châtelet qui me font l'honneur de faire partie du jury de cette thèse. A ce propos je voudrais remercier en particulier Jacques qui m'a beaucoup aidé tout au long de cette thèse notamment en me facilitant chaque fois qu'il l'a pu l'accès aux données de Météo France. A ce propos je remercie Jean-Claude Heinrich et Olivier Caumont qui m'ont fourni ces données.

Cette thèse a également été accompagnée par les membres de mon comité de thèse dont a fait partie Nicolas Viltard. Je voudrais donc le remercier pour ses conseils avisés et aussi pour avoir généreusement financé la plupart des congrès auxquels j'ai participé. L'ensemble de l'équipe SPACE a également participé d'une manière ou d'une autre à la réalisation de cette thèse et je voudrais à présent en remercier les membres. Je dois en particulier remercier Julien qui a toujours pris le temps de

discuter et de me conseiller pendant cette thèse malgré son emploi du temps plus que chargé. Je remercie également Marie pour les pauses thé et les longues discussions sur nos avenir respectifs ainsi que Gaelle pour les discussions et sa bonne humeur constante. Je profite également de cette tribune pour remercier Meriem qui, un matin de mai, m'a évité de prendre une fenêtre sur la tête et Christophe qui m'a accueilli dans mon nouveau bureau et m'a fait profiter de ses connaissances informatiques. Je remercie également Aymeric pour sa générosité et sa curiosité, Christophe qui m'a gentiment aidé à préparer les étudiants au concours de Météo France, Sophie à qui je dois les simulations utilisées dans le 5^{ème} chapitre de cette thèse et Marjolaine qui m'a permis de participer au 7^{ème} workshop HyMeX. Je n'oublie pas également de remercier Audrey, Nawal, Laurent, Cécile, Hélène, Anthony, Ramses et ceux qui sont déjà partis de l'équipe : Cindy, Sarah, Lucas, Sandrine, Michel et Francis. Je veux aussi à remercier George Scialom qui a relu mes articles et Sophie Cloché. Je tiens aussi à souhaiter bonne chance dans l'aventure qu'est la thèse aux nouveaux doctorants de l'équipe : Rubben, Thomas et François.

Pendant ces trois années j'ai eu le plaisir d'encadrer trois supers stagiaires que j'espère ne pas avoir trop fait souffrir : Alan, Nancy et Olivier.

Je voudrais également adresser mes remerciements à la société Novimet qui développe aujourd'hui le radar Hydrix et en particulier à Erwan qui m'a aidé pour plusieurs détails techniques sur la partie radar. Je dois également ici remercier plus largement le laboratoire du LATMOS et sa directrice Danièle Hauser qui m'a accueilli et m'a permis de prolonger de quelques mois mon contrat ici pour finir sereinement ce travail. Je voudrais également remercier les membres de l'équipe Picard et en particulier Momar, Maxime, Marc et Mickael ainsi que l'équipe de foot du laboratoire avec Nicolas, Gaetan, Olivier, Rafik et Samuel. Il me faut aussi remercier Brigitte Moreau ainsi que Cécile Takacs et Caroline Guerin pour les pauses café à la bibliothèque. Je remercie également Farida Mazouz pour ses conseils avisés tout comme le service administratif du laboratoire et en particulier Nouria Derouiche qui a toujours pris le temps pour mes missions urgentes même quand elle avait déjà une tonne de travail à faire. Je voudrais aussi remercier Jacques Lefrère avec qui j'ai donné des enseignements et qui est une mine d'information sur Linux, L^AT_EX et le Fortran. Je voudrais aussi remercier l'équipe radar du LATMOS et en particulier Christophe Caudoux avec qui j'ai passé une semaine mémorable à la Grande-Motte. Enfin je dois remercier Sébastien Ruocco pour les discussions durant ces trois années dans le train entre Saint-Quentin et Montparnasse.

Cette thèse a été également l'objet de plusieurs collaborations en dehors du LATMOS et je retiendrais plus en particulier celle sur l'Antarctique avec Alain Lahellec du LMD que je veux chaleureusement remercier pour avoir passé un nombre d'heure considérable pour m'aider à écrire l'article sur la couche limite antarctique et pour sa gentillesse et sa patience.

Enfin, je veux remercier mes amis et famille pour leur aide et en particulier mes parents qui ont relu ce manuscrit attentivement ainsi que Bénédicte, Rémy et Céline sans qui je n'aurais jamais pu réaliser tout cela.

Enfin je remercie tout ceux que je n'ai pas encore nommé (et ils sont très nombreux) qui ont participé de près ou de loin à ces trois années de thèse.

Table des matières

| | |
|--|------------|
| Introduction | 1 |
| 1 Les précipitations en région méditerranéenne | 7 |
| 1.1 Histoire et géographie de la région méditerranéenne | 7 |
| 1.2 Le climat méditerranéen | 11 |
| 1.3 Les climatologies des précipitations | 12 |
| 1.4 L'origine des précipitations intenses | 15 |
| 1.5 La campagne de mesure HyMeX | 31 |
| 1.6 Le changement climatique et les précipitations | 36 |
| 2 Le radar Hydrix | 37 |
| 2.1 Principe de la mesure radar | 37 |
| 2.2 Mesure de la pluie par le radar Hydrix | 41 |
| 2.3 Mesure de la vitesse Doppler | 47 |
| 2.4 Caractéristiques techniques | 49 |
| 2.5 Evaluation de la mesure radar | 51 |
| 2.6 Autres limitations de la mesure par radar | 60 |
| 3 Variabilité spatio-temporelle | 63 |
| Introduction | 63 |
| 3.1 Variabilité temporelle des précipitations | 65 |
| 3.2 Déplacement des précipitations | 86 |
| 3.3 Caractéristiques pluviométriques françaises | 88 |
| Conclusion | 98 |
| 4 Propriétés d'échelle | 101 |
| Introduction | 101 |
| 4.1 Invariance d'échelle | 103 |
| 4.2 Analyse unidimensionnelle | 108 |
| 4.3 Analyse bidimensionnelle | 116 |
| Conclusion | 121 |
| 5 Processus | 123 |
| Introduction | 123 |
| 5.1 Situation synoptique | 124 |
| 5.2 Caractéristiques de méso-échelle | 131 |
| 5.3 Comportement de la pluie sur l'Eurorégion Alpes-Méditerranée | 147 |
| Conclusion | 151 |

| | | |
|----------|---|------------|
| 6 | Prévision du cycle de vie des précipitations | 155 |
| | Introduction | 155 |
| | 6.1 Justification et principe de la méthode | 157 |
| | 6.2 Prévision de l'évolution de la vitesse verticale | 159 |
| | 6.3 Test de la méthode sur une simulation d'événement convectif | 163 |
| | Conclusion | 170 |
| | Synthèse et Perspectives | 173 |
| | Bibliographie | 181 |
| | Annexe | 199 |
| | A.1. Spatial and temporal variability of rainfall in the Alps-Mediterranean Euroregion | 199 |
| | A.2. Space-time variability of the rainfall over the western Mediterranean region : a statistical analysis | 237 |
| | A.3. Comparaison entre Hydrix et le modèle WRF | 250 |
| | A.4. Processus Méso-échelle | 251 |
| | A.5. Figures complémentaires | 256 |

Introduction

LA PLUIE est impactée par des processus couvrant une gamme d'échelles considérable de la microphysique nuageuse jusqu'aux ondes planétaires. A l'échelle microphysique (micrométrique à centimétrique), la pluie est caractérisée par des processus complexes de coalescence, collision, *breakup* ou de changements de phase. Ces processus se développent au sein de nuages convectifs où des mouvements d'ascendance ou subsidence des masses d'air se produisent. Les nuages convectifs ne couvrent qu'une surface de quelques dizaines de kilomètres carrés mais peuvent s'organiser à la méso-échelle pour former des structures plus complexes telles les lignes de grains. Ces structures s'étendent ainsi parfois sur plusieurs centaines de kilomètres et produisent des pluies très intenses. D'autres processus se développent à la méso-échelle tels les fronts atmosphériques. Ces derniers se présentent sous forme de déplacements de masses d'air chaud ou froid et de soulèvements responsables de la formation de précipitations. Ces fronts font en réalité partie d'ensembles de plus grande échelle (échelle synoptique) qu'on appelle les cyclones des moyennes latitudes. Ces vastes zones dépressionnaires sont à l'origine des précipitations des moyennes latitudes. Ces dépressions se forment au sein de structures planétaires appelées les ondes de Rossby lesquelles se présentent sous la forme de successions d'anticyclones et de dépressions répartis autour de la planète.

La pluie est par ailleurs une des composantes majeures du cycle de l'eau. La partie atmosphérique du cycle de l'eau débute par l'évaporation de l'eau provenant des océans, des lacs ou de la végétation (appelée alors évapotranspiration) et se termine par la chute des précipitations au sol. Entre temps, la vapeur d'eau peut parcourir des milliers de kilomètres, transportée au gré des déplacements des masses d'air. Le temps de suspension moyen d'une molécule d'eau dans l'atmosphère est d'environ huit jours (c'est-à-dire le temps entre son évaporation et sa chute sur terre ou mer). La quantité de vapeur d'eau contenue dans l'atmosphère est par ailleurs colossale puisque chaque année ce sont près de 700 000 km³ d'eau qui s'évaporent (soit l'équivalent de 280 milliards de piscines olympiques). Ces molécules d'eau sont transportées par les courants atmosphériques pendant leur voyage dans la troposphère terrestre ce qui peut les amener à changer de phase à plusieurs reprises. Puis un jour, les conditions se réunissent pour que les molécules d'eau condensent et que les gouttes d'eau créées acquièrent une masse suffisante pour retomber sur terre ou sur mer en attendant d'entamer un nouveau voyage.

Le cycle de l'eau est un phénomène complexe et sensible qui pourrait être affecté fortement par le changement climatique. En effet, le changement climatique pourrait modifier en profondeur la répartition des pluies en rendant certaines zones de la planète plus sèches et d'autres plus humides. L'effet de ce changement se fait d'ailleurs déjà aujourd'hui sentir puisqu'au niveau mondial la décennie 2001-2010 a

été la deuxième décennie la plus pluvieuse depuis plus d'un siècle (d'après l'organisation mondiale de la météorologie (2013)). Plus inquiétant, la plupart des records mondiaux de cumul journalier de pluie ont été battus dans les deux dernières décennies. En outre, l'anticipation des conséquences des situations d'événements de précipitations extrêmes, impose de mieux comprendre le climat régional.

La pluie est une variable inégalement répartie sur la planète. En particulier, la région méditerranéenne est caractérisée par une zone relativement humide au nord et une zone très sèche au sud. A l'échelle plus locale, la pluie peut avoir un comportement très variable en terme d'intensité et d'occurrence en raison de particularités météorologiques et géographiques (interface terre-mer, zone montagneuse). Dans le cadre de cette thèse, nous avons étudié cette variabilité spatio-temporelle de la pluie dans l'Eurorégion Alpes-Méditerranée. Cette région est caractérisée par d'importants contrastes topographiques qui impactent fortement la distribution et l'intensité des précipitations. Afin de mener à bien cette étude, nous avons utilisé les données du radar Hydrix qui est installé sur le Mont Vial (Nice, France) depuis 2007. Ce travail s'est par ailleurs réalisé dans le cadre de la phase préparatoire et de la phase expérimentale du projet HyMeX.

Le travail de cette thèse a été mené de manière à répondre à plusieurs problématiques scientifiques. Les questions scientifiques ou constats qui ont guidé ce travail de thèse sont les suivants :

- La variabilité fine échelle des précipitations dans les régions montagneuses est mal connue. En effet, le réseau de pluviomètres dans les zones de relief accidenté, est peu dense et coûteux à mettre en place et à entretenir tandis que la mesure radar y est difficile notamment en raison des échos de sol qui perturbent le signal. Pourtant, les précipitations en montagne peuvent conduire aux crues dans les plaines et jouent un rôle important dans le cycle hydrologique. Ainsi, il est important de mieux documenter le comportement des précipitations avec une fine résolution dans ces régions présentant des structures orographiques de petite échelle.
- Le comportement des précipitations au-dessus de la mer ou de l'océan est également mal connu. Les seules observations proviennent des satellites qui possèdent une résolution très grossière. Ainsi, de nombreuses questions importantes sont aujourd'hui sans réponse : Quel est le rôle des précipitations maritimes dans le cycle hydrologique ? Quelle est la variabilité de ces précipitations à l'échelle diurne, saisonnière et inter-annuelle ? On sait également que la température de surface joue un rôle important dans le développement des cyclones méditerranéens (Medicane). Est ce que les précipitations au-dessus de la mer favorisent l'apparition de cyclones extra-tropicaux en modifiant la température de surface ? Plus concrètement, il est important de pouvoir décrire le comportement fine échelle de la pluie sur la mer car les modèles manquent aujourd'hui d'observations pour pouvoir être validés.
- Le changement climatique pourrait conduire à un changement radical des caractéristiques des précipitations avec notamment une augmentation des extrêmes pluviométriques (*Alpert et al.*, 2002). Toutefois, pour observer des ten-

dances climatiques il est nécessaire de constituer une base de données de longue durée (c'est-à-dire de plusieurs années) et homogène. L'homogénéité d'une base de données est très importante mais difficile à mettre en œuvre en pratique. En effet les instruments de mesures peuvent se dérégler, tomber en panne ou évoluer avec le temps. De plus, les méthodes d'étalonnage ou d'entretien peuvent se modifier. Malgré ces difficultés, la base de données que constitue actuellement le radar Hydrix est particulièrement précieuse dans l'optique d'une étude du changement climatique.

Concernant les propriétés d'échelle (c'est-à-dire fractales) de la pluie, plusieurs questions scientifiques se posent :

- Le lien entre la physique et les propriétés fractales de la pluie doit être clarifié. Au niveau théorique bien qu'il soit vraisemblable que le comportement de la pluie soit lié à la théorie des champs turbulents, il n'existe aujourd'hui pas de théorie en lien avec la physique statistique permettant d'expliquer ce comportement de la pluie (pour une discussion à ce sujet voir *Verrier (2011)*). Au niveau physique, la question est de savoir quel est l'impact des processus atmosphériques sur les propriétés fractales de la pluie.
- Le lien entre les propriétés d'échelles mises en évidence spatialement et temporellement reste à déterminer. Notamment la question d'une symétrie entre les propriétés d'échelle en espace et en temps reste posée. Identifier une telle symétrie permettra de mettre en place de nouvelles approches pour les méthodes de descente d'échelle espace-temps
- L'impact du support, c'est-à-dire de la présence ou absence de la pluie, sur les propriétés d'échelle de la pluie doit être mis en lumière. De plus, le lien entre ces propriétés d'échelles et les processus atmosphériques doit être mieux compris. Il est important de bien connaître l'effet du support et des processus sur les propriétés car sinon les paramètres caractérisant le comportement statistique de la pluie peuvent souffrir d'une erreur d'estimation (voir par exemple les discussions sur le coefficient de Hurst dans *de Montera et al. (2009)*, *Verrier et al. (2011)*)
- La théorie cellulaire décrit la dynamique atmosphérique à travers des échelles discrètes tandis que la théorie fractale décrit la dynamique atmosphérique à travers les liens entre ces échelles. La problématique scientifique est alors de savoir si ces deux théories peuvent être utilisées ensemble pour décrire la dynamique atmosphérique.

Les problématiques en lien avec les processus sont les suivantes :

- La prévision à l'échelle locale de la position et de l'intensité des précipitations intenses est encore très incertaine. De plus, les mécanismes à l'origine de la stationnarité des précipitations très intenses sont encore mal compris. Enfin, les interactions non linéaires entre les processus de fine échelle et la circulation

grande échelle sont encore l'objet de questionnement. C'est par la compréhension de ces mécanismes que nous serons capables de mieux prévoir les aléas météorologiques.

- Une question récurrente réside dans la possibilité de déterminer des régimes de temps à la grande échelle associés aux précipitations intenses et l'identification des variables grandes échelles susceptibles de décrire au mieux les caractéristiques dynamiques et thermodynamiques de la circulation atmosphérique. Mieux connaître ces régimes de temps favorables aux précipitations pourrait permettre de mieux anticiper les risques hydrologiques.
- Le rôle de la topographie et du type de sol sur l'occurrence et l'intensité des précipitations doit être également clarifié. Globalement, le rôle de la topographie est de soulever les masses d'air qui peuvent condenser et créer des précipitations. Cependant, la question de l'influence des structures topographiques de petites échelles n'est pas résolue. Une meilleure connaissance de ces processus permettra d'améliorer leur prise en compte dans les modèles numériques

Enfin, concernant la prévision immédiate des précipitations au moyen des observations radars (hors simulations et assimilations), les problématiques sont les suivantes :

- Les méthodes actuelles de prévision, basées pour une partie d'entre elles sur l'extrapolation du déplacement des cellules de pluie, peuvent-elles prévoir précisément les précipitations à court terme ? Comment intégrer directement les équations de la dynamique atmosphérique à ces méthodes ?
- L'initiation et la dissipation des cellules de pluie sont mal prises en compte par les méthodes actuelles de prévision à court terme. Pourtant, ce sont des processus particulièrement importants à considérer pour améliorer la prévision à court terme.
- Un paramètre clé dans le développement d'une cellule de précipitations ainsi que dans l'organisation, l'entretien et l'intensification à méso-échelle de la convection, est le cisaillement vertical du vent horizontal. Pourtant, la plupart des méthodes actuelles ne prennent pas en compte ce paramètre. Quel peut être l'apport de cette information pour la prévision des précipitations à court terme ?

Le travail de thèse a été mené de manière à essayer de fournir des éléments de réponse à ces questions fondamentales. Evidemment, il aurait été illusoire de tenter de traiter l'ensemble de ces questions en détail quand souvent la réponse à l'une de ces questions entraîne de nouvelles questions. De plus, notre choix d'utiliser principalement les données du radar Hydrix limite d'un côté le champ d'investigation à des phénomènes couvrant une durée inférieure à quatre ans et ayant une extension spatiale inférieure à 50000 km^2 . D'un autre côté, l'utilisation des données radar

permet de documenter des échelles peu analysées jusqu'à maintenant grâce à la fine résolution spatiale (1 km^2) et temporelle (5 min).

Ce travail de thèse est donc structuré selon quatre grands axes :

1. **L'évaluation de la fiabilité et de l'intérêt de l'utilisation d'un radar bande X en zone montagneuse.** Cet objectif est explicité dans le chapitre 2.
2. **La caractérisation des précipitations à la fine échelle sur l'Eurorégion Alpes-Méditerranée.** Cet objectif est traité dans les chapitres 3 et 4.
3. **L'identification des processus à la fois grande échelle et petite échelle associés aux précipitations dans l'Eurorégion Alpes-Méditerranée.** Cet objectif est traité dans le chapitre 5.
4. **La faisabilité d'une prévision à court terme du cycle de vie des précipitations à l'aide d'un radar Doppler.** Cet objectif est traité dans le chapitre 6.

Plan de la thèse

Ce mémoire de thèse est organisé en six chapitres.

Après cette première partie qui constitue l'introduction du mémoire où l'on présente le cadre du travail de thèse ainsi que les questions scientifiques, le **premier chapitre** est consacré aux caractéristiques météorologiques des précipitations de la région méditerranéenne. Dans ce chapitre, après un bref rappel des caractéristiques historiques et géographiques de la région, les travaux récents sur la climatologie des précipitations de la région méditerranéenne sont résumés. Ensuite, les mécanismes associés aux précipitations intenses sont rappelés et l'impact du changement climatique est présenté. Enfin, la dernière partie est dédiée à la campagne de mesure HyMeX qui s'est déroulée entre septembre 2012 et mars 2013.

Dans le **second chapitre**, nous présentons le radar Hydrix qui a été l'outil principal de cette étude. Notamment, nous expliquons la méthode de restitution de la pluie au sol à partir de la mesure radar ainsi que les principales caractéristiques techniques de ce radar. Ensuite, la mesure radar est évaluée en comparant le produit pluie au sol à celui issu de mesures pluviométriques.

Le **troisième chapitre** est dédié à l'analyse de la variabilité spatio-temporelle des précipitations sur l'Eurorégion Alpes-Méditerranée. Après une étude du cycle diurne, nous présentons la variabilité saisonnière et inter-annuelle des précipitations. Le comportement dynamique des cellules de précipitations est ensuite analysé. Enfin, les caractéristiques des précipitations mises en évidence dans l'Eurorégion Alpes-Méditerranée sont comparées avec celles des autres régions de France au moyen des observations du réseau radar ARAMIS.

Le **quatrième chapitre** décrit dans un premier temps les propriétés d'échelle spatiale et temporelle des précipitations en analysant le comportement spectral spatial et temporel. Puis dans un second temps, les relations d'échelle espace-temps du champ de pluie sont étudiées.

Le **cinquième chapitre** est consacré à l'étude des situations synoptiques et des processus locaux associés aux précipitations sur la zone couverte par le radar

Hydrix. Tout d'abord, on identifie les situations synoptiques associées aux précipitations intenses sur la région puis nous nous intéressons à l'impact de différents paramètres météorologiques sur la pluie à l'échelle locale. Dans une dernière section, nous étudions l'impact de l'orographie sur les précipitations.

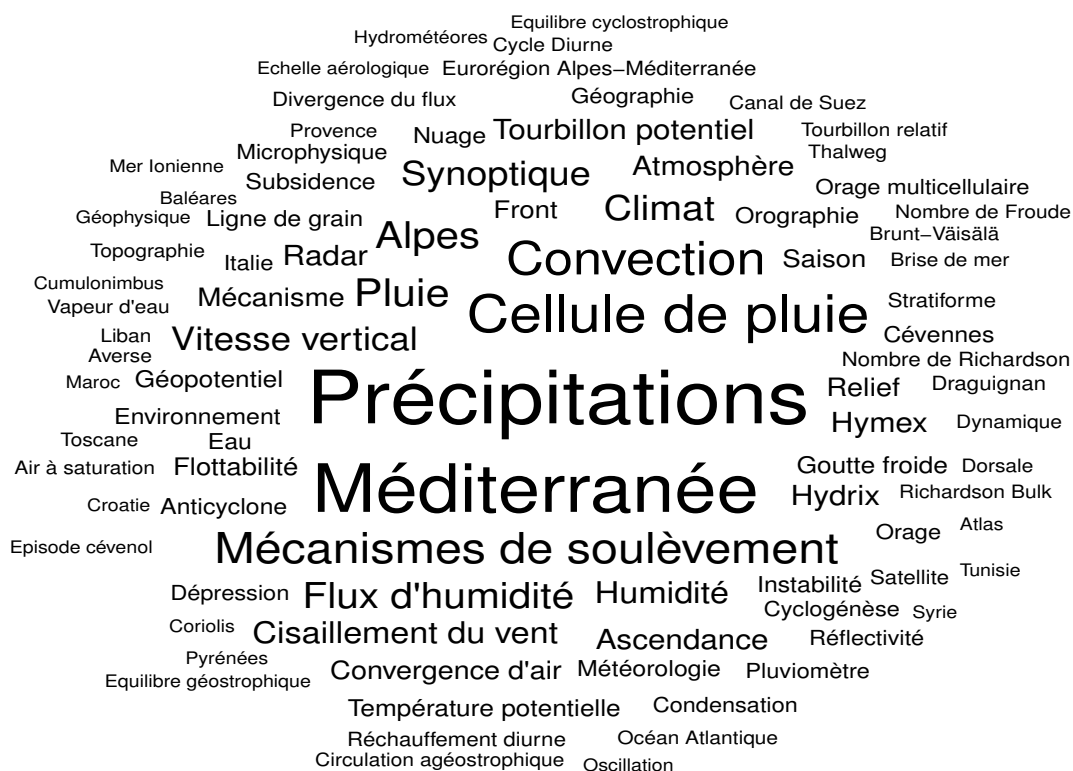
Le **sixième chapitre** est consacré au développement d'une méthode de prévision du cycle de vie des précipitations exploitant en partie les résultats précédents. Le principe de cette méthode est présenté puis la méthode est appliquée sur une simulation.

La dernière partie est consacrée aux conclusions et aux perspectives de ce travail de thèse.

Chapitre 1

Les précipitations en région méditerranéenne

DANS CE CHAPITRE nous présentons les principales caractéristiques historiques et géographiques de la région méditerranéenne puis nous nous intéressons aux caractéristiques météorologiques et climatologiques qui affectent le comportement des précipitations dans cette région avec une attention particulière à la région des Alpes-Maritimes où se situe le radar Hydrix.



1.1 Histoire et géographie de la région méditerranéenne

La mer Méditerranée tire son nom du latin "medius" (qui est au milieu) et "terra" (terre). C'est-à-dire la mer au milieu des terres comme on l'a baptisée à



Source gallica.bnf.fr / Bibliothèque nationale de France

FIGURE 1.1 : Carte de la mer Méditerranée. Issue des cartes de la marine française par Jacques-Nicolas Bellin, 1764

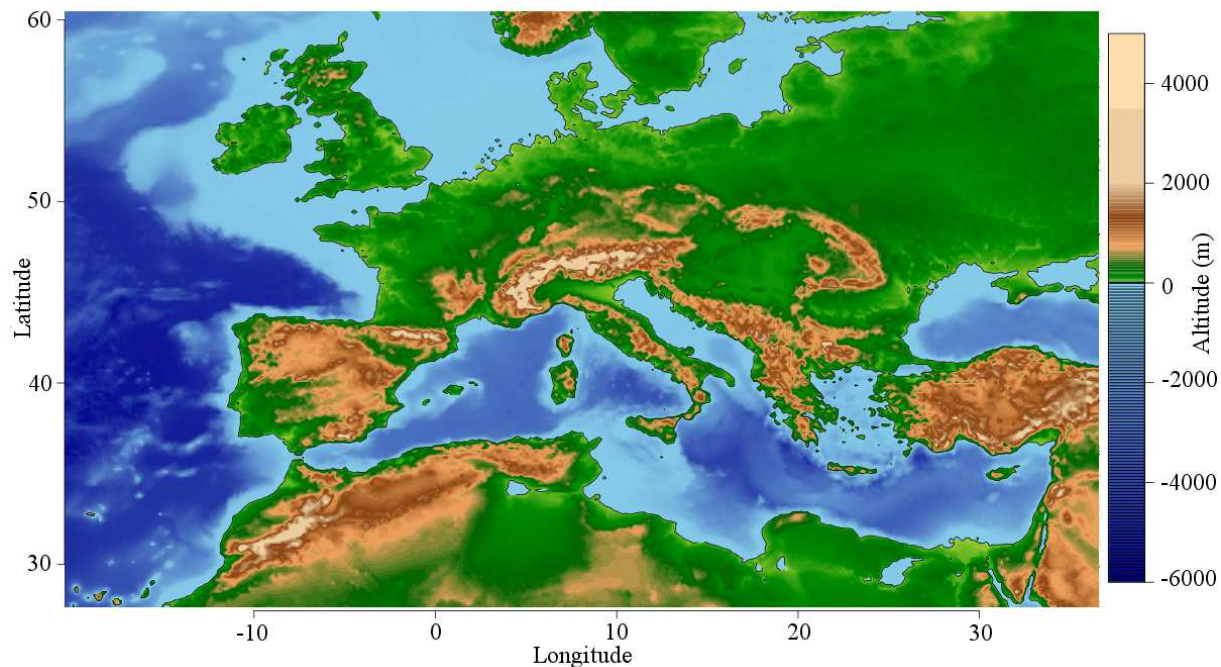
l'époque antique. Historiquement, les premiers peuplements dans la région méditerranéenne apparaissent au troisième millénaire avant J.C. sur les côtes orientales de la Méditerranée puis s'étendent vers l'ouest pour atteindre à la fin du VI^{ème} siècle l'Espagne et le Portugal. Plusieurs empires se sont développés puis se sont effondrés au fil des siècles tels les empires Hittite, Phénicien, Grec, Macédonien, Romain, Byzantin ou Ottoman. Pendant cette période de l'antiquité et jusqu'à la moitié du moyen-âge, la Méditerranée est le centre du commerce mondial avec une quantité considérable d'échanges commerciaux entre les deux rives. Pourtant, elle finit par perdre de son importance avec la découverte des Amériques et avec la nouvelle possibilité de contourner l'Afrique pour commercer entre l'Occident et l'Asie. Elle entre alors dans une phase de morosité économique jusqu'au percement du canal de Suez en 1867 qui la replace au centre des échanges mondiaux. Cette histoire complexe et très brièvement résumée dans le cadre de cette thèse a contribué à façonner la configuration économique et sociale actuelle de la région méditerranéenne.

On compte aujourd'hui près de 430 millions d'habitants (2000) vivant dans la zone méditerranéenne répartis dans une vingtaine de pays. Cette population continue d'augmenter relativement rapidement en particulier dans les pays de la rive sud ce qui n'est pas sans poser un certain nombre de défis sociétaux et environnementaux. En plus de cette pression démographique, la Méditerranée est l'une des régions les plus touristiques du monde, recevant chaque été, plusieurs dizaines de millions de vacanciers qui profitent des superbes plages du littoral. Le développement touristique a fortement accéléré les constructions côtières et on estime aujourd'hui à 40% la part du littoral aménagée. Cette urbanisation, ainsi que l'agriculture dans les zones côtières et le trafic maritime, entraînent une pollution importante de la mer Méditerranée que les pays côtiers ont du mal à endiguer. La réduction de cette pollution mais aussi l'accès à l'eau pour les pays du sud feront parti des défis ma-

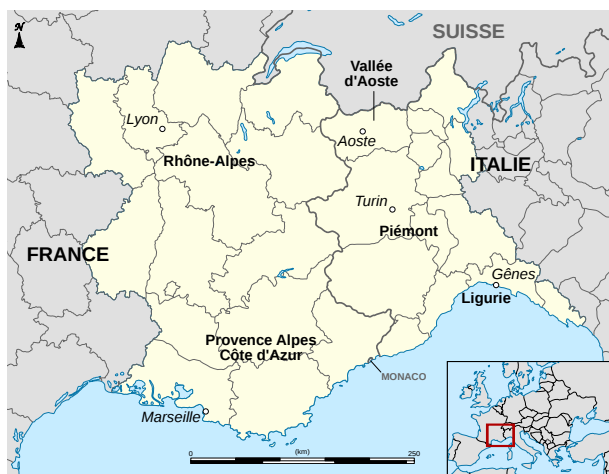
jeurs du XXI^{ème} siècle. Enfin, le changement climatique pourrait fortement affecter la région. En effet, la région méditerranéenne fait partie de l'un des *hotspots* du changement climatique (rapport du GIEC 2007). L'une des principales menaces sera liée à l'augmentation des vagues de chaleur comme celle de 2003 (probablement l'été le plus chaud depuis 5 siècles) mais aussi au renforcement aussi bien en occurrence qu'en intensité des événements extrêmes.

La région méditerranéenne possède une immense diversité biologique en raison de ses caractéristiques géographiques uniques. Elle est l'une des régions les plus riches en biodiversité de la planète avec 9,2% des espèces mondiales mais également l'une des plus menacées. La flore compte actuellement entre 15 000 et 25 000 espèces, dont 60% sont endémiques à la région. Elle fait ainsi partie de l'un des 35 "points chauds" de la biodiversité mondiale (*Mittermeier et al.*, 2004). Cette richesse en espèces est mise à mal par une perte d'habitat naturel d'au moins 70%. Ainsi, près de 20% des espèces sont menacées d'extinction et au moins 16 espèces endémiques ont déjà disparu. Les principales menaces pesant sur la biodiversité de cette région sont la perte et la dégradation des habitats ainsi que les sécheresses.

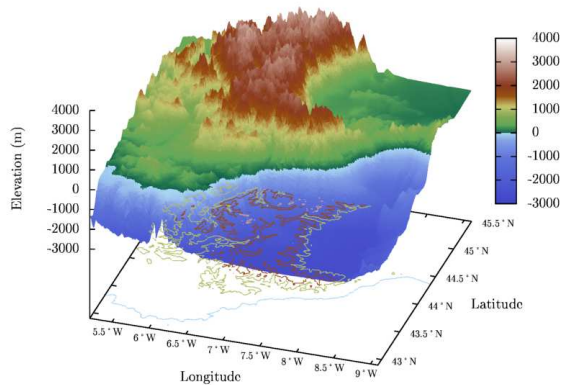
Géographiquement la mer Méditerranée sépare les continents européens et africains et s'étend du détroit de Gibraltar à l'ouest jusqu'aux côtes de la Syrie, du Liban et d'Israël à l'est (Fig. 1.2 (a)). Elle couvre environ 2,5 millions de kilomètres carrés sur une profondeur moyenne de 1,5 km (jusqu'à 5150 m sous la surface de la mer Ionienne) et contient plus de 4,6 millions de mètres cubes d'eau ce qui représente environ 1% des océans de la Terre. Les côtes qui l'entourent bordent 21 pays et mesurent environ 46 000 km dont 40% appartenant à des îles. La mer Méditerranée est reliée aux autres mers et océans par trois passages : à l'ouest par le détroit de Gibraltar (12,8 km de large), au nord-est par le détroit du Bosphore qui la relie à la mer Noire et au sud-est par le canal de Suez qui permet de rejoindre la mer Rouge et l'océan Indien. Ses principaux affluents sont par ordre d'importance le Rhône en France, le Pô en Italie, le Nil en Egypte et l'Ebre en Espagne. Pour autant, la Méditerranée est en déficit hydrique notamment en raison de la construction de barrages sur les fleuves et de l'irrigation. On estime d'ailleurs que si le détroit de Gibraltar était fermé, le niveau de la mer baisserait de 0,5 à 1 m par an (*Laubier*, 2005). En outre, la mer Méditerranée est bordée de montagnes quasiment sans interruption dans sa partie Nord (à l'exception des vallées du Rhône et du Pô), les principales étant les Pyrénées, les Alpes, les Alpes Dinariques (Croatie) et les montagnes d'Anatolie. Au sud, on trouve l'Atlas marocain ainsi que le vaste désert qui s'étend de la Tunisie au Liban.



(a)



(b)



(c)

FIGURE 1.2 : (a) Carte du relief de la région méditerranéenne, (b) Carte de l'Eurorégion Alpes-Méditerranée et (c) relief de la région des Alpes-Maritimes

Après ce premier aperçu de la région méditerranéenne, il est temps de nous intéresser à la région d'étude de ce travail de thèse c'est-à-dire l'Eurorégion Alpes-Méditerranée (Fig. 1.2 (b)). Cette région européenne regroupe les régions Rhône-Alpes, Provence-Alpes-Côte d'Azur, le val d'Aoste, le Piémont et la Ligurie. Elle compte plus de 17 millions d'habitants et a été créée en 2007 dans le but de favoriser les échanges culturels et commerciaux dans cette zone. Elle est traversée du nord au sud par la chaîne des Alpes et borde la Méditerranée (Fig. 1.2 (b)). Les Alpes séparent la région en deux avec d'un côté, la Provence et de l'autre, la plaine du Pô. Comme on le verra dans cette thèse, ces caractéristiques modulent fortement la localisation et l'intensité des précipitations sur la région.

1.2 Le climat méditerranéen

Le climat méditerranéen comme défini par *Köppen* (1936) se retrouve sur la partie ouest des continents à des latitudes comprises entre 30° et 40° . Il est caractérisé par des hivers doux et humides et des étés chauds et secs. En termes pluviométriques, les précipitations d'été sont trois fois inférieures aux précipitations d'hiver. De par sa position, la Méditerranée est une zone de transition entre la moyenne latitude et les tropiques. Ainsi, durant l'hiver, la région méditerranéenne est principalement sous l'influence des dépressions des moyennes latitudes situées sur l'Atlantique. Ces dépressions génèrent une succession de fronts qui arrosent la région avec des pluies en général peu intenses mais continues. En été, la branche descendante des cellules de Hadley remonte vers le nord ce qui provoque l'apparition de zones de hautes pressions (par exemple, l'anticyclone des Açores) qui tendent à inhiber les précipitations. Toutefois, durant cette période des événements locaux de convection profonde surviennent régulièrement dans l'après-midi en raison du réchauffement des sols. D'autres processus de grande échelle influencent le climat de la région tels l'oscillation Nord-Atlantique (*Trigo et al.*, 2004) et les phénomènes El-Niño/La Niña (*Karagiannidis et al.*, 2008; *Mariotti et al.*, 2002b; *Price et al.*, 1998). La mer Méditerranée joue aussi un rôle crucial en apportant de l'humidité qui nourrit les événements précipitants. La température de surface a en particulier un rôle important sur le déclenchement de la pluie dans la région (*Funatsu et al.*, 2009). De plus, de par sa grande inertie en comparaison à celle du continent, la mer Méditerranée soumet les zones côtières à de forts contrastes thermiques en été où le continent est surchauffé et la mer relativement froide. En automne, à l'inverse, la mer est plus chaude que le continent ce qui assure un fort taux d'évaporation (*Mariotti et al.*, 2002a) favorable à la pluie. Ce déséquilibre thermodynamique entre la mer et l'atmosphère peut être à l'origine de Medicanes (cyclones de petites échelles). Il est intéressant de noter que la Méditerranée est l'une des régions du monde les plus favorables aux cyclogénèses (*Hoskins et Hodges*, 2002; *Pettersen*, 1956; *Wernli et Schwierz*, 2006) ce qui explique les précipitations importantes que l'on y rencontre. A l'échelle locale, la position du relief influence considérablement la circulation atmosphérique en créant par exemple des zones de convergence qui génèrent des précipitations importantes. En France, le sud des Alpes et les Cévennes, de par leur relief abrupt et leur proximité avec la Méditerranée, sont des zones particulièrement propices à ces convergences de basse couche.

1.3 Les climatologies des précipitations

A ce jour, il n'existe pas de climatologie à fine résolution des précipitations couvrant la région méditerranéenne. En effet, comme expliqué dans la partie des questions scientifiques et, bien que ce soit l'une des zones les plus étudiées au monde, il existe un déficit de mesures fines échelles sur cette zone. Il faut noter, de plus, que les moyens de mesure sont très mal répartis puisqu'ils sont très abondants au nord et très clairsemés au sud. Parmi les études climatologiques à fine échelle (pluviomètres) conduites dans la région méditerranéenne, on peut citer *Frei et Schär* (1998), *Isotta et al.* (2013), *Lana et al.* (2004), *Romero et al.* (1998). D'autres études avec une résolution satellitaire ont été également menées (*Adler et al.*, 2003; *Funatsu et al.*, 2009; *Mariotti et al.*, 2002a; *Mehra et Yang*, 2008; *Nastos et al.*, 2013). Dans cette partie, nous présentons les principales conclusions de ces travaux et en particulier des études qui couvrent la zone d'étude de cette thèse.

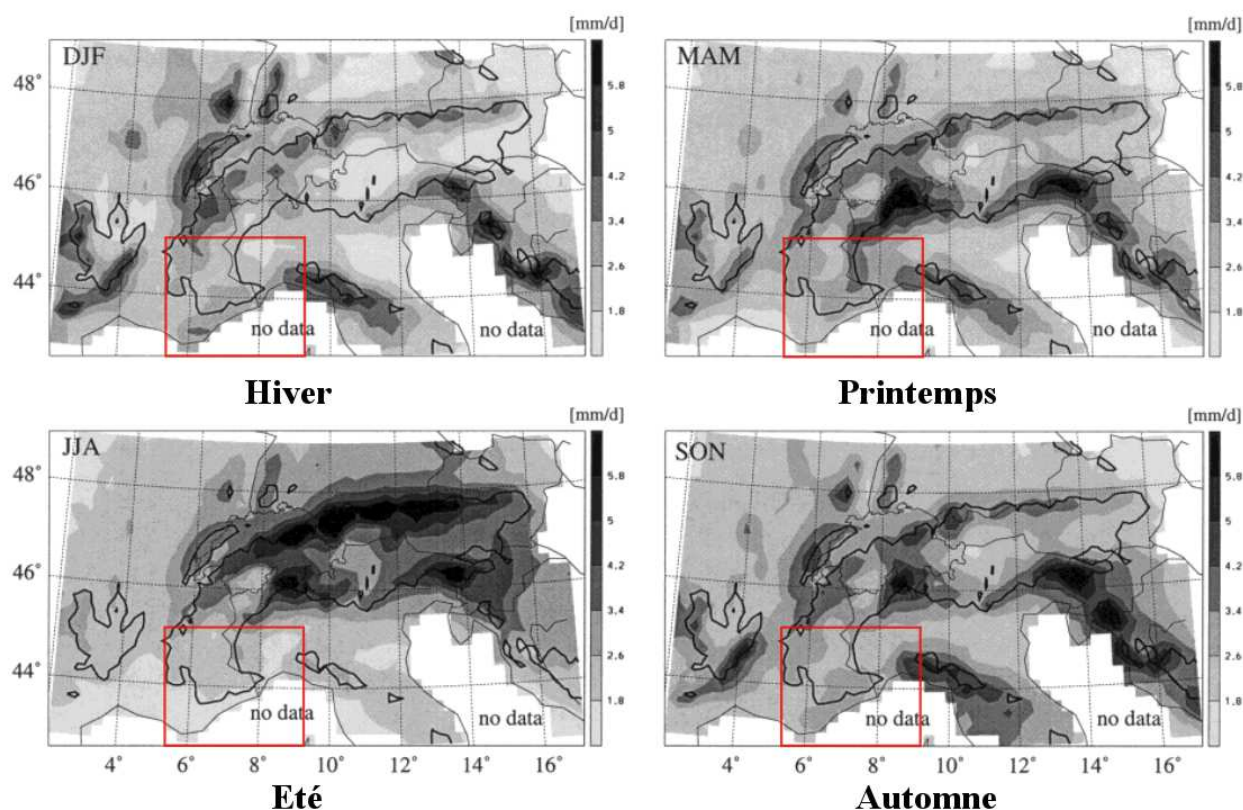


FIGURE 1.3 : Précipitations journalières moyennes par saison (d'après *Frei et Schär* (1998)). La région d'étude est soulignée par un cadre rouge

L'étude de *Frei et Schär* (1998) présente une climatologie de la région des Alpes ainsi que celles des Cévennes et des Dolomites établies entre 1971 et 1990 grâce à plus de 6000 pluviomètres (résolution spatiale ~ 25 km). Sur la figure 1.3 *Frei et Schär* (1998) présentent les précipitations journalières moyennes par saison. En ce qui concerne l'Eurorégion Alpes-Méditerranée, la variabilité saisonnière des précipitations est relativement modérée par rapport aux autres régions. Les cumuls sont maximaux en automne et en hiver avec des valeurs comprises entre 2,6 et 3,4 mm/j et ils sont minimaux en été avec des valeurs inférieures à 1,8 mm/j pour le sud de la

région (Provence, Pô) et entre 1,8 et 2,6 mm/j pour le sud des Alpes. Globalement la région apparaît modérément humide par rapport à l'ensemble des régions étudiées par *Frei et Schär* (1998). En outre, l'effet de l'orographie semble relativement modéré en comparaison aux autres zones de relief (Cévennes, Nord des Alpes). La seule autre étude couvrant l'Eurorégion Alpes-Méditerranée avec une résolution si fine est celle de *Isotta et al.* (2013) qui correspond en fait à une mise à jour de celle de *Frei et Schär* (1998). Cependant, *Mariotti et al.* (2002a), *Mehta et Yang* (2008), *Nastos et al.* (2013) et surtout *Funatsu et al.* (2009) présentent des études climatologiques qui, bien qu'à moins bonne résolution, nous apportent des informations sur certaines caractéristiques des précipitations de cette région.

La figure 1.4 issue de l'article de cette dernière étude nous renseigne sur la position et la variabilité saisonnière des précipitations mais aussi des événements de convection profonde. Bien que les cartes de précipitations soient moins précises que celles réalisées par *Frei et Schär* (1998), elles ont l'avantage de donner une information sur la mer. Sur la partie maritime de la zone d'étude de cette thèse, l'occurrence de précipitations est nettement plus forte en automne (10 à 15% d'occurrence) que pour les autres saisons. En hiver et au printemps, l'occurrence est modérée (4 à 7%) tandis qu'en été la zone est scindée en deux avec à l'ouest très peu de pluie (<2%) et à l'est une occurrence modérée (6-7%). Globalement, l'occurrence de précipitation sur la zone d'étude est plus importante que pour le reste de la mer Méditerranée et en particulier en été où c'est l'une des seules zones où il reste un nombre significatif de précipitations. *Funatsu et al.* (2009) ont également analysé l'occurrence d'événements de type convection profonde. Pour la partie maritime de zone d'étude de cette thèse, on s'aperçoit que ces événements sont inexistants en hiver et au printemps. En été, quelques rares événements convectifs ont lieu sur l'est de la zone (fréquence d'occurrence entre 1,5 et 2,1%). Enfin, en automne, la fréquence d'occurrence d'événements de convections profondes devient relativement importante (entre 2,4 et 3%). Si l'on compare à l'ensemble de la région méditerranéenne, nous constatons que la proportion d'événements convectifs est faible sur notre zone d'étude. Ainsi, même si la fréquence d'occurrence des précipitations est supérieure au reste de la Méditerranéenne, on note que les mécanismes principaux qui ont généré ces précipitations ne sont que rarement convectifs. Enfin, si l'on regarde le comportement des événements convectifs sur le continent, on voit qu'ils se produisent entre le printemps et l'automne avec des valeurs comprises entre 1,2 et 3% et un léger maximum en été. Là encore, il semble que la zone d'étude soit plutôt épargnée par les événements convectifs par rapport au reste du continent.

Les informations tirées de ces travaux nous permettent d'obtenir des renseignements sur les caractéristiques de la région d'étude de cette thèse. Néanmoins, elles ne permettent pas de nous renseigner sur la variabilité fine échelle de celle-ci. Cela implique que nous n'avons qu'une vision très partielle du comportement des précipitations dans la région. Cela souligne aussi l'intérêt de mener une étude à plus petite échelle du comportement des précipitations et des processus associés sur cette et par conséquent l'aspect innovant du travail mené dans le cadre de cette thèse.

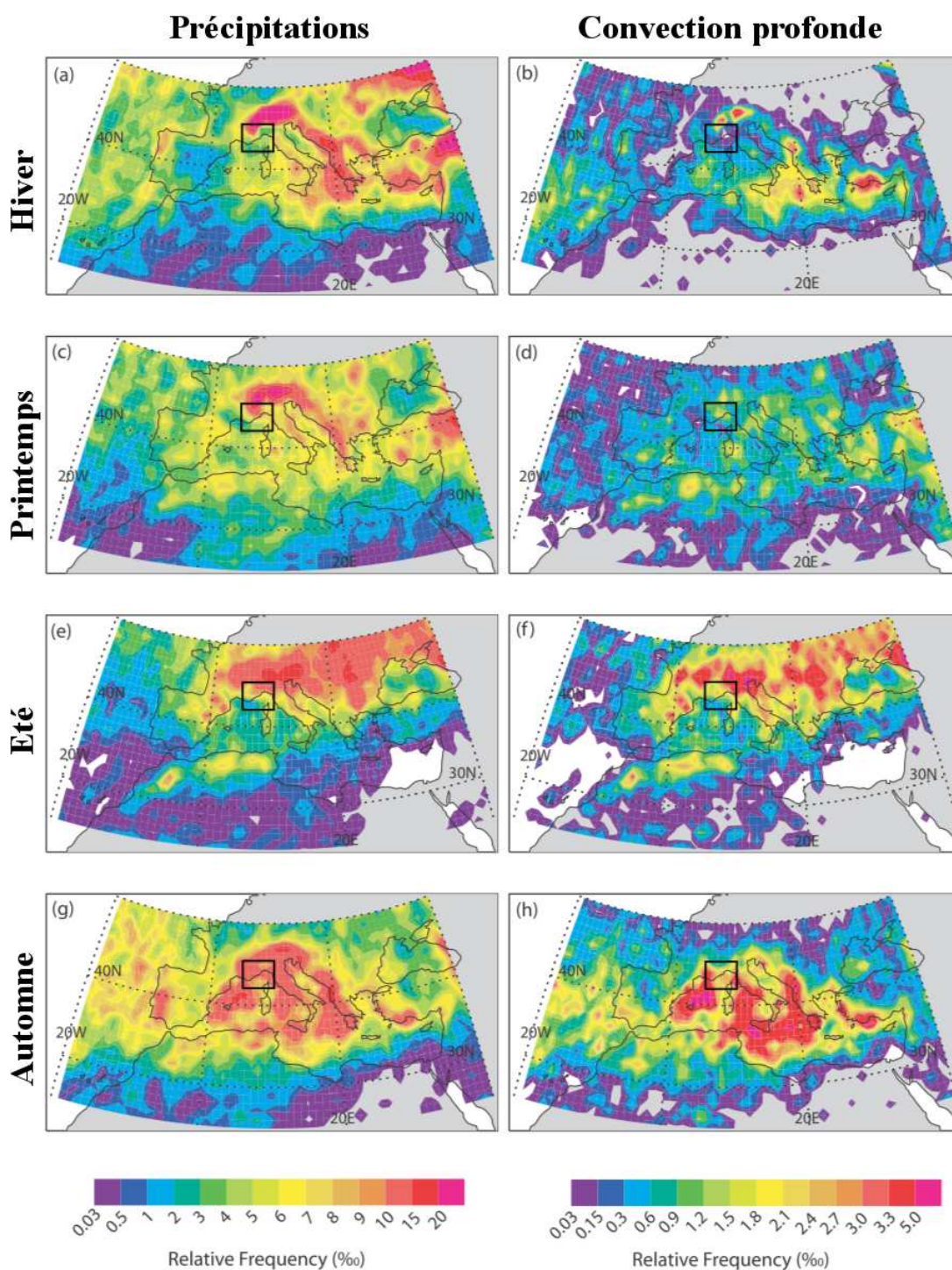


FIGURE 1.4 : Pourcentage d'occurrence des précipitations (à gauche) et des événements de convections profondes (à droite) pour la période 2001-2007 par saison (de haut en bas DJF, MAM, JJA, SON) (d'après *Funatsu et al.* (2009)). La région d'étude est soulignée par un cadre noir

1.4 L'origine des précipitations intenses

L'effort de recherche sur les précipitations dans la région méditerranéenne est souvent motivé par la compréhension et la prévision du déclenchement des précipitations intenses. Il n'est en effet pas rare que des événements de pluie génèrent plus de 100 mm dans la région. Certains événements extrêmes sont restés dans les annales comme les inondations de Vaison-la-Romaine en Septembre 1992 (300 mm en 4 heures (*Sénési et al.*, 1996)) ou celles du Gard en Septembre 2002 où l'on a relevé plus de 700 mm en 24 heures (*Delrieu et al.*, 2005; *Ducrocq et al.*, 2008). Sur la région et la période d'étude de cette thèse, deux événements extrêmes se sont produits : le 15-16 juin 2010 des précipitations intenses ont été mesurées sur la région de Draguignan (plus de 400 mm) et du 1 au 6 novembre 2011 des inondations ont eu lieu sur la côte entre la ville de Nice et de Gênes (plus de 450 mm en 12 heures (*Silvestro et al.*, 2012)). Ces larges accumulations de pluie peuvent être générées par des précipitations frontales qui durent plusieurs jours et qui peuvent être renforcées par la topographie mais aussi par des événements de convection organisées de méso-échelle qui sont capables de générer des quantités très importantes de précipitations en un temps limité surtout s'ils sont stationnaires comme dans le cas de Draguignan.

De manière générale, les conditions propices au développement d'un événement de précipitations intenses sont :

- Une structure synoptique favorable qui évolue lentement pour permettre de maintenir sur la durée des conditions propices aux précipitations
- Un flux d'humidité conditionnellement instable en basse couche
- Un mécanisme de soulèvement capable de déclencher et de maintenir la convection
- Un cisaillement vertical qui est favorable à la convection profonde

Ces quatre éléments favorables aux précipitations vont être décrits dans les prochaines sections.

1.4.1 Structure synoptique

De nombreuses études se sont intéressées aux structures synoptiques propices aux précipitations intenses sur la région des Alpes et sur la région méditerranéenne (*Funatsu et al.*, 2009; *Joly et al.*, 2007; *Martínez et al.*, 2008; *Martius et al.*, 2006; *Plaut et Simonnet*, 2001; *Plaut et al.*, 2001; *Ricard et al.*, 2012; *Vrac et Yiou*, 2010). Ces études se basent sur des outils de classifications automatiques et objectifs en utilisant un ou plusieurs paramètres météorologiques afin de mettre en évidence ces structures synoptiques. Dans la suite, on présente les études qui ont caractérisé les structures synoptiques associées aux précipitations sur des zones proches de celle de notre région d'étude.

L'une des premières études spécifiques à la région méditerranéenne est celle de *Plaut et al.* (2001) qui utilise les anomalies d'altitude du géopotential à 700 hPa pour identifier trois situations synoptiques correspondant aux précipitations intenses dans la région des Alpes Maritimes (Fig. 1.5 (a)). La méthode de classification

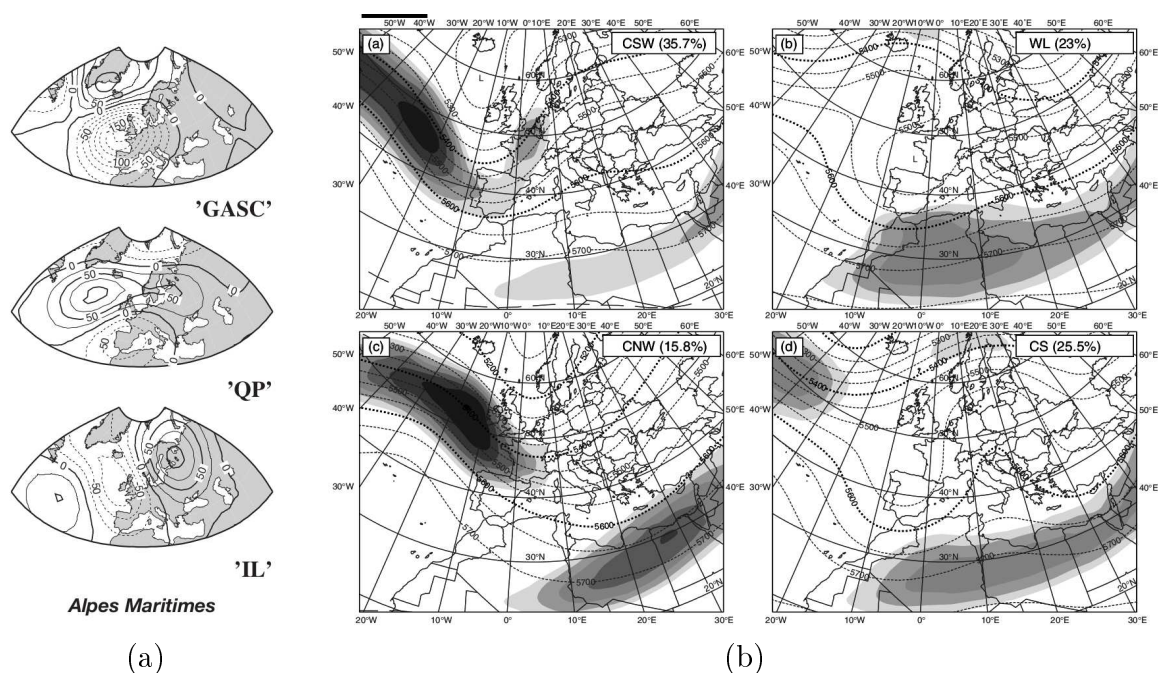


FIGURE 1.5 : (a) Anomalies de géopotential pour trois situations associées aux précipitations sur la région des Alpes-Maritimes (d'après *Plaut et al.*, 2001) et (b) géopotential à 500 hPa (en tiret) et vent sur la surface 2 PVU (en nuances de gris) pour quatre situations associées aux précipitations sur le sud de la France. Les pourcentages correspondent au nombre de fois où cette situation synoptique est associée à l'une ou l'autre des classes (d'après *Nuissier et al.*, 2011).

utilisée est dérivée de l'algorithme des *K-means* (K-moyennes)¹. On constate que les trois situations synoptiques correspondent toutes à un minimum situé à quelques centaines de kilomètres à l'ouest des Alpes Maritimes. La première correspond à un minimum de géopotential très marqué qui se trouve sur l'ouest de l'Europe, la seconde correspond à un minimum sur le sud de l'Europe et la troisième à une zone de conflit entre un minimum de géopotential à l'ouest des Alpes Maritimes et un maximum de géopotential à l'est.

Nuissier et al. (2011) ont également utilisé le géopotential (mais à 500 hPa) pour obtenir quatre situations synoptiques associées aux précipitations intenses en automne sur le sud de la France (Fig. 1.5 (b)). Ils ont utilisé la même méthode que celle proposée par *Plaut et al.* (2001). L'étude montre que les situations typiques correspondent à un thalweg légèrement incliné vers le sud-est et situé sur l'Atlantique (Cyclonic southerly (CS) et Cyclonic southwesterly (CSW)) ou à un minimum isolé (inférieur à 5500 dam) (Western low (WL)) situé sur le sud de la France et l'Espagne. On voit aussi que ces situations sont associées à une zone de forts géopotentials sur l'Europe centrale qui tend à ralentir le déplacement du thalweg. La dernière situation (Cyclonic northwesterly (CNW)) est moins marquée et n'est associée que relativement peu souvent à des cas de précipitations intenses (15,8 % et même 3,9 % si on ne considère que les 10 % de précipitations les plus intenses). Globalement, on voit que ces situations tendent à favoriser un flux de sud-ouest sur la France.

1. La méthode des K-means est présentée en détails dans la partie 3.3.4

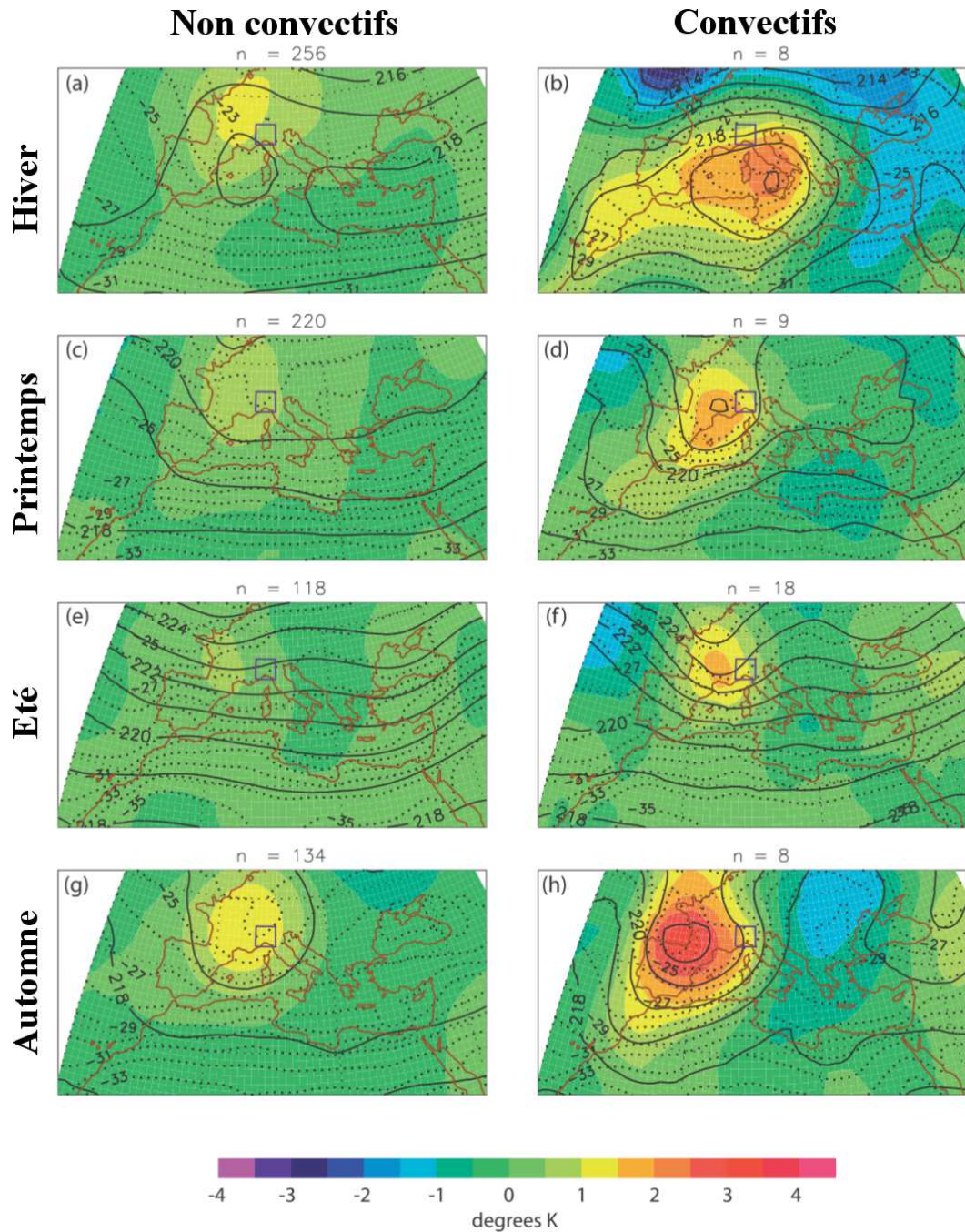


FIGURE 1.6 : Composite de température (ligne de niveau) et anomalie de température (couleur) associé aux précipitations mesurées par le satellite micro-onde AMSU. Le canal utilisé (correspondant à la pression 200 hPa) a montré une bonne cohérence avec les anomalies de tourbillon potentiel (*Funatsu et al.*, 2008). Le rectangle bleu correspond à la zone à partir de laquelle a été calculé la structure synoptique associée aux précipitations. Les panneaux de gauche correspondent à la situation synoptique associée aux événements non-convectifs et ceux de droite à la situation associée aux événements convectifs. Enfin, de haut en bas les panneaux correspondent aux saisons (DJF, MAM, JJA, SON) (d'après *Funatsu et al.*, 2009).

Funatsu et al. (2009) ont utilisé des mesures satellites pour établir, par saison, les situations synoptiques associées aux précipitations (Fig. 1.6). Dans leur étude, les auteurs ont distingué les cas de précipitations de type convectives et non-convectives. Globalement, cette distinction montre que, dans le cas non convectif, la structure synoptique est moins marquée que dans le cas convectif. Toutefois, dans les deux cas les situations synoptiques sont semblables. En hiver, la situation synoptique est marquée par une goutte froide centrée sur la mer Méditerranée tandis que durant les autres saisons on observe une dorsale (qui correspond à un thalweg en pression) sur l'ouest de la France. Notamment le composite montre une situation particulièrement marquée en automne pour les événements convectifs. En été, la dorsale est moins marquée ce qui montre que la situation synoptique ne contrôle pas totalement les événements convectifs de cette période.

Globalement, on constate que les différentes méthodes donnent des résultats proches avec cependant quelques différences. Par ailleurs, le choix des paramètres clés permettant de détecter les situations synoptiques propices reste posée, bien qu'elle ait été discutée par *Nuissier et al.* (2011), *Ricard et al.* (2012) par exemple. De plus il est important d'insister sur le fait que pour générer des cumuls de pluie importants, il est nécessaire que ces situations synoptiques favorables évoluent peu dans le temps. Il est également intéressant de noter que ces méthodes peuvent être utilisées pour prédire le temps en comparant la situation actuelle avec les situations typiques identifiées (par exemple voir *Nuissier et al.* (2011)). Dans le cadre de cette thèse nous sommes attachés à déterminer les situations synoptiques associées aux précipitations intenses observées sur notre région (voir section 5.1). Pour ce faire nous avons utilisé une méthode de recherche d'analogues.

1.4.2 Flux d'humidité et instabilité de basse couche

Le flux d'humidité est également un élément clé puisqu'il permet d'apporter aux systèmes précipitants à la fois de la vapeur d'eau mais aussi de l'énergie potentielle convective. Il doit être situé en basse couche pour pouvoir condenser sur toute la hauteur de la troposphère. Ce flux peut exister grâce à des structures de méso-échelle (cyclones sur la Méditerranée) mais peut être aussi renforcé par l'arrivée d'une structure synoptique favorable. *Martius et al.* (2006) ont montré que, bien que la situation synoptique (définie dans son étude par la présence d'intrusion stratosphérique) soit un élément favorisant les précipitations, c'est l'absence ou la présence du flux d'humidité qui permettra de transformer une situation favorable en une pluie dévastatrice. La proximité de la mer Méditerranée fait que l'Eurorégion Alpes-Méditerranée est très régulièrement alimentée par de l'air humide. Il a d'ailleurs été estimé qu'entre 40 et 60% de la vapeur d'eau utilisée dans les événements intenses provient de la Méditerranée (*Duffourg et Ducrocq*, 2011) (Fig. 1.7).

En plus d'un flux d'humidité important, la masse d'air a également besoin d'être conditionnellement instable. Pour cela l'apport d'humidité par la Méditerranée est un facteur déterminant tout comme l'apport de chaleur sensible. Il est néanmoins important qu'une couche de flottabilité négative existe dans la basse atmosphère de manière à pouvoir stocker une quantité importante d'énergie (*CAPE Convective Available Potential Energy*) qui sera ensuite violemment libérée. Pour quantifier l'énergie d'inhibition de mouvement convectif on utilise en général la CIN (*Convec-*

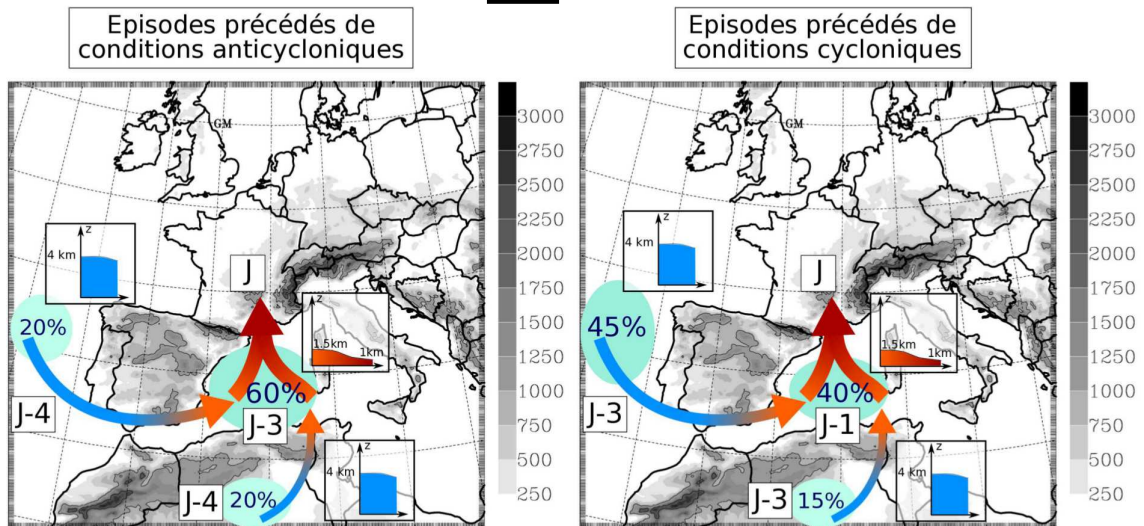


FIGURE 1.7 : Schémas conceptuels de l'alimentation en humidité des systèmes méditerranéens fortement précipitants sur le sud-est de la France pour les épisodes précédés de conditions anticycloniques ou cycloniques (d'après (Duffourg, 2010))

tive *INhibition*) définie comme :

$$CIN = \int_{z_1}^{z_2} g \frac{T_{vp} - T_{ve}}{T_{ve}} dz \quad (1.1)$$

où z_1 et z_2 sont les altitudes de la base et du sommet de la couche d'inhibition de la convection et T_{ve} et T_{vp} sont les températures virtuelles de l'environnement et d'une particule qui se déplace par rapport à cet environnement. On constate que la CIN est importante si une couche de l'atmosphère est surmontée d'une couche plus chaude ce qui empêche la particule de monter. Ainsi, pour qu'une particule réussisse à vaincre cette zone de flottabilité négative, il est nécessaire d'apporter à l'environnement de basse couche à la fois de l'humidité et de la chaleur ce qui rend la masse d'air instable et lui permet de s'élever. Pour autant, l'apport d'air chaud et humide en basse couche n'est pas toujours nécessaire ou suffisant pour déclencher des précipitations importantes. En effet, il faut parfois qu'un processus aide au soulèvement de la masse d'air pour vaincre la couche de flottabilité négative.

1.4.3 Mécanismes de soulèvement

Les différents mécanismes responsables du soulèvement de la masse d'air sont discutés dans cette section.

Soulèvement orographique

Le soulèvement orographique résulte de la présence de montagnes sur le trajet de la masse d'air qui transforme le flux d'air horizontal en flux d'air vertical lors de l'ascension le long des pentes. En montant l'air se refroidit adiabatiquement jusqu'à condenser de la vapeur d'eau qu'il contient. Cette condensation libère de l'énergie qui réchauffe la masse d'air et lui permet d'acquérir de la vitesse verticale. Pour

qu'une masse d'air soit capable de franchir un relief, il faut que sa stabilité ne soit pas trop grande et que l'obstacle à franchir ne soit pas trop haut. Pour déterminer le comportement de la masse d'air, on calcule le nombre de Froude :

$$F_r = \frac{U}{Nh} \quad (1.2)$$

où U est la vitesse de la masse d'air, N est la fréquence de Brunt-Väisälä (qui caractérise la stabilité) et h la hauteur de l'obstacle à franchir. La fréquence de Brunt-Väisälä caractérise la stabilité de la masse d'air. Ainsi, on observe que si le nombre de Froude est grand, c'est-à-dire que la masse d'air est rapide et instable tandis que l'obstacle est de petite taille, alors la masse d'air a de forte chance de passer au-dessus. En revanche si le nombre de Froude est petit, la masse d'air contournera la montagne (*Smith, 1979*). Dans le premier cas de figure, le flux d'air n'est que peu affecté par l'obstacle par contre, dans le second cas de figure, il sera très perturbé ce qui entraînera un comportement extrêmement non-linéaire difficile à prévoir par la suite. De plus, U et N évoluent durant le passage du relief (condensation, blocage du flux) ce qui rend encore plus problématique la prévision surtout pour des reliefs très accidentés comme celui des Alpes. Ce type de soulèvement est particulièrement important dans la région de Nice de par la forme des Alpes à cet endroit et la pente importante (voir figure 1.2). On va présenter l'effet de ce phénomène sur la pluie dans les chapitres 3 et 5.

Un autre type d'ascendance peut être induit par la présence de l'orographie. Cette ascendance est lié aux brises de vallées et de pentes. Ce processus se met en place en raison du chauffage différentiel le long de la pente de la montagne et par rapport à la vallée. Lors des journées où le soleil brille, l'air sur la montagne se réchauffe et s'élève ce qui crée une dépression dans la vallée et pousse l'air à monter le long des pentes et à condenser (voir *Gladich et al., 2011*).

Pour plus d'informations sur le sujet on peut se rapporter aux résultats de la campagne MAP (Mesoscale Alpine Precipitation) (*Bougeault et al., 2001*) qui a eu lieu du 7 septembre au 15 novembre 1999 et qui s'est attachée à améliorer la compréhension des précipitations orographiques dans les régions des Alpes (voir par exemple *Rotunno et Houze, 2007*).

Soulèvement par ascendance de grande et de méso-échelle

Le soulèvement peut être également favorisé par l'existence de structures de grandes et méso-échelles qui créent une ascendance sur la zone.

A la méso-échelle, un mécanisme typique de soulèvement est lié à l'arrivée d'un front froid sur la région. En schématisant on peut dire que celui ci va avoir tendance à soulever mécaniquement la masse d'air plus chaude située devant (Fig. 1.8). A plus grande échelle le mécanisme de soulèvement est plus complexe. Pour le comprendre il faut utiliser le système d'équation quasi-géostrophique. Celui-ci s'écrit :

$$\frac{D_g \vec{v}_g}{Dt} = -f \vec{k} \wedge \vec{v}_{ag} \quad (1.3)$$

où $\frac{D_g}{Dt} = \frac{\partial}{\partial t} + u_g \frac{\partial}{\partial x} + v_g \frac{\partial}{\partial y}$, f est le facteur de Coriolis, \vec{v}_g correspond au vent géostrophique, \vec{k} est un vecteur unitaire dirigé vers le haut et \vec{v}_{ag} correspond au vent agéostrophique. Le vent géostrophique suit la relation :

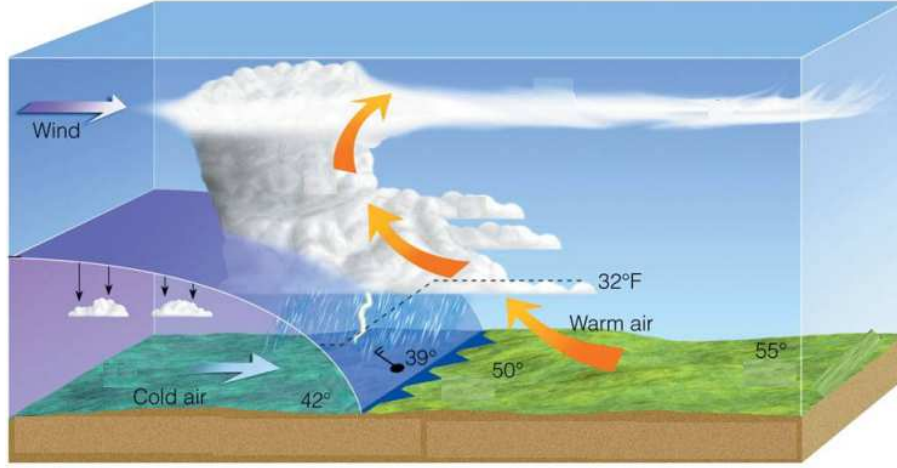


FIGURE 1.8 : Schéma d'un front froid (d'après Thomson Higher Education 2007)

$$\vec{v}_g = \frac{1}{f} \vec{k} \wedge \vec{\nabla}_P \Phi \quad (1.4)$$

où $\Phi = gz$ est le géopotiel et $\vec{\nabla}_P$ correspond au gradient à pression constante. Enfin, l'équation quasi-géostrophique de la thermodynamique s'écrit (d'après *Holton* (1992) chap. 2) :

$$\frac{D_g \tilde{\theta}}{Dt} = -\frac{\theta_0}{g} N_0^2 w \quad (1.5)$$

où $\tilde{\theta}$ est l'écart de température potentielle par rapport à l'atmosphère au repos, $\theta_0=300$ K est la température potentielle caractéristique dans l'atmosphère et N_0^2 est la fréquence de Brunt-Väisälä et correspond à la stabilité statique au repos. Cette équation montre qu'en l'absence de chauffage diabatique, une perturbation de température potentielle est lié à la stabilité de la masse d'air et à la vitesse verticale. De plus, on peut combiner l'équilibre hydrostatique et l'équation du vent géostrophique pour déterminer l'équilibre du vent thermique :

$$\frac{\partial \vec{v}_g}{\partial z} = \frac{g}{f \theta_0} \vec{k} \wedge \vec{\nabla}_h \tilde{\theta} \quad (1.6)$$

où $\vec{\nabla}_h$ est le gradient horizontal. La relation du vent thermique montre que la variation verticale du vent géostrophique dépend de la variation horizontale de température. En dérivant par rapport à x la projection sur l'axe x de l'équation de la thermodynamique, on obtient :

$$\begin{aligned} \frac{\partial^2 \tilde{\theta}}{\partial t \partial x} + \frac{\partial u_g}{\partial x} \frac{\partial \tilde{\theta}}{\partial x} + u_g \frac{\partial^2 \tilde{\theta}}{\partial x^2} + \frac{\partial v_g}{\partial x} \frac{\partial \tilde{\theta}}{\partial y} + v_g \frac{\partial^2 \tilde{\theta}}{\partial x \partial y} + \frac{\theta_0}{g} N^2 \frac{\partial w}{\partial x} = 0 \\ \frac{D_g}{Dt} \left(\frac{g}{\theta_0} \frac{\partial \tilde{\theta}}{\partial x} \right) + N^2 \frac{\partial w}{\partial x} - Q_{g1} = 0 \end{aligned} \quad (1.7)$$

où $Q_{g1} = -\frac{g}{\theta_0} \left(\frac{\partial v_g}{\partial x} \frac{\partial \tilde{\theta}}{\partial y} - \frac{\partial v_g}{\partial y} \frac{\partial \tilde{\theta}}{\partial x} \right)$ et où l'axe x est dans le sens ouest-est et l'axe y dans le sens sud-nord. On peut de même dériver par rapport à z la projection sur l'axe y de l'équation 1.4 :

$$\begin{aligned} \frac{\partial^2 v_g}{\partial t \partial z} + \frac{\partial u_g}{\partial z} \frac{\partial v_g}{\partial x} + u_g \frac{\partial^2 v_g}{\partial x \partial z} + \frac{\partial v_g}{\partial z} \frac{\partial v_g}{\partial y} + v_g \frac{\partial^2 v_g}{\partial y \partial z} + f \frac{\partial u_a}{\partial z} &= 0 \\ \frac{D_g}{Dt} \left(\frac{\partial v_g}{\partial z} \right) - \frac{g}{f \theta_0} \left(\frac{\partial \tilde{\theta}}{\partial y} \frac{\partial v_g}{\partial x} - \frac{\partial \tilde{\theta}}{\partial x} \frac{\partial v_g}{\partial y} \right) + f \frac{\partial u_a}{\partial z} &= 0 \\ \frac{D_g}{Dt} \left(f \frac{\partial v_g}{\partial z} \right) &= -Q_{g1} - f^2 \frac{\partial u_a}{\partial z} \end{aligned} \quad (1.8)$$

où on a utilisé la relation du vent thermique. Les équations 1.7 et 1.8 révèlent que, en l'absence de mouvements agéostrophiques (u_a et w), la relation du vent thermique ne peut pas être respectée. Ainsi on comprend que la frontogénèse va créer des mouvements d'ascendances et de subsidences. Il faut maintenant déterminer où se trouveront ces zones d'ascendances et de subsidences. Pour cela, on soustrait tout d'abord les deux équations précédentes :

$$f^2 \frac{\partial u_a}{\partial z} - N^2 \frac{\partial w}{\partial x} = -2Q_{g1} \quad (1.9)$$

En menant la même démarche que précédemment, on peut obtenir une équation similaire qui explicite la dérivée de w en fonction de y :

$$N_0^2 \frac{\partial w}{\partial y} - f^2 \frac{\partial v_a}{\partial z} = 2Q_{g2} \quad (1.10)$$

Enfin, en dérivant les deux équations précédents par x et y respectivement, on obtient :

$$N_0^2 \nabla_h^2 w + f^2 \frac{\partial^2 w}{\partial z^2} = 2 \nabla \vec{Q}_g \quad (1.11)$$

où le vecteur \vec{Q}_g a pour composantes (Q_{g1}, Q_{g2}) . Cette équation nous montre donc que la vitesse verticale est maximale quand le vecteur \vec{Q} est convergent et minimale quand il est divergent. Ainsi on peut connaître les soulèvements associés aux structures de grande échelle (dépression, anticyclone).

On peut voir un exemple idéalisé de l'utilisation du vecteur \vec{Q} sur la figure 1.9 d'après *Sanders et Hoskins* (1990). Pour cela, on considère tout d'abord que l'atmosphère est telle que les gradients de θ sont uniquement dirigés le long de l'axe y. De plus on représente une situation idéalisée de l'atmosphère caractérisée par une succession de hautes pressions et de basses pressions autour duquel navigue le flux géostrophique. Si on considère le centre d'une haute pression, on observe que le vent géostrophique est dirigé vers le nord à l'arrière de la haute pression et vers le sud à l'avant. Donc le gradient du vent géostrophique est négatif et par conséquent le vecteur \vec{Q} est dirigé vers l'ouest. La situation est inverse pour une basse pression. Ainsi, on montre que la vitesse verticale est négative à l'arrière d'une basse pression

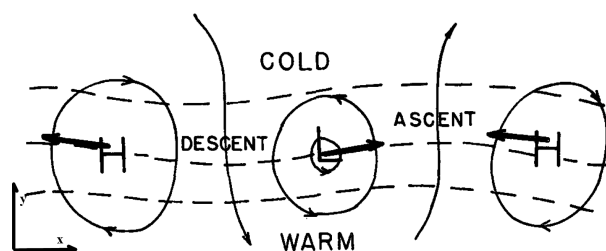


FIGURE 1.9 : Schéma d'une situation synoptique idéalisée avec les isobares (lignes solides), le flux géostrophique (flèches courbes), les isothermes (tirets) et les vecteurs \vec{Q} (flèches en gras). H correspond à une haute pression et L à une basse pression. La zone froide se trouve au nord.

et positive à l'avant. Ceci permet d'expliquer le mécanisme de soulèvement grande échelle que l'on peut observer aux moyennes latitudes ²

Soulèvement par convergence de basse couche

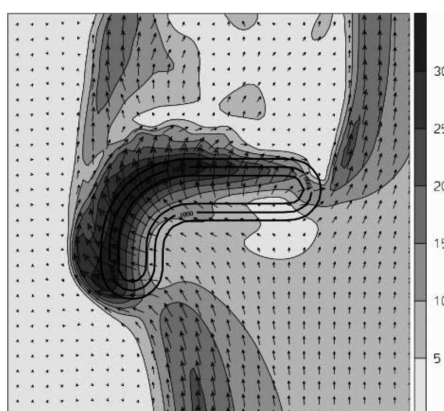


FIGURE 1.10 : Intensité du vent (en gris) et direction du vent sur une forme idéalisée des Alpes (d'après des simulations de (Schneidereit et Schär, 2000))

Le soulèvement peut aussi être lié à l'apparition d'une convergence dans les basses couches. De nombreux phénomènes peuvent favoriser la convergence de basse couche comme un réchauffement local, une situation grande échelle avec par exemple une zone de faible géopotentiel (ou de fort tourbillon potentiel) ou encore une zone de basse pression à la méso-échelle. La convergence de basse couche peut être aussi provoquée par les montagnes qui peuvent jouer le rôle d'entonnoir où l'air s'engouffre et se retrouve forcé à s'élever (voir par exemple les simulations de (Schneidereit et Schär, 2000) (Fig. 1.10) et (Georgis et al., 2003)). Plus subtilement elle peut aussi être liée au contournement de la montagne par la masse d'air quand le nombre de Froude est trop petit (voir partie sur le soulèvement orographique). Dans ce cas de figure des zones de convergence peuvent apparaître sur le bord des zones orographiques. Il faut noter que la convergence de basse couche est le seul mécanisme de

2. Pour comprendre le développement mathématique complet qui a permis d'obtenir l'ensemble des équations présentées dans cette section et pour plus de détails on peut se référer à Lagouvardos (1992)

soulèvement local sur la mer. En effet, la forçage lié au cycle diurne y est négligeable et le forçage lié à la topographie y est évidemment absent.

Soulèvement par réchauffement diurne et par brise de mer

Un phénomène courant de soulèvement est lié au réchauffement diurne. L'air au contact du sol se réchauffe et monte ce qui peut favoriser la convection. A ce propos, l'activité humaine peut avoir un impact sur la création de zone d'ascendance par la construction de routes, de villes ou de champs qui se réchauffent beaucoup plus vite que les zones boisées. Si l'on se trouve à proximité de la mer le réchauffement diurne peut provoquer la mise en place d'une brise de mer. En effet, le continent se réchauffant bien plus vite que la mer, il se crée une zone de basse pression qui aspire l'air depuis la mer et qui permet de mettre en place une circulation. Si la différence de température entre la terre et la mer est importante, les mouvements ascendants générés peuvent être suffisamment important pour déclencher des phénomènes convectifs.

Soulèvement par *cold pool*

Ce type de soulèvement a lieu quand le flux d'air rencontre une *cold pool* c'est-à-dire une zone dans les basses couches où la température est beaucoup plus froide que celle de la masse d'air advectée au-dessus de cette zone. Il se produit alors une ascendance mécanique de la masse d'air qui, si elle possède des propriétés thermodynamiques favorables, va pouvoir créer une cellule convective de pluie. Un point intéressant est que la *cold pool* est en général provoquée par un orage déjà en place qui déclenche une descente d'air froid d'altitude (phénomène de courant de densité). Le courant de densité correspond à une plongée d'air froid en provenance des hautes couches de l'atmosphère. Pour qu'un tel phénomène se produise, il faut que la vapeur d'eau, au cours de son ascension, condense puis que l'eau résultante chute dans une couche d'atmosphère très sèche. Au contact de celle-ci, l'eau contenue dans la masse d'air se réévapore conduisant à un brusque refroidissement de l'air. Celui-ci plonge alors par gravité avec une vitesse comparable à celle des mouvements ascendants et s'étale au sol de part et d'autre de la cellule. Cela crée une zone froide sur laquelle l'air plus chaud au sol aura tendance à s'élever. Lors d'un orage orographique, ces zones froides peuvent se créer bien en amont des reliefs et générer par la suite des orages dans la plaine. C'est d'ailleurs ce qui s'est passé lors de l'événement du Gard en 2002 comme l'a montré *Ducrocq et al.* (2008).

Les principaux mécanismes de soulèvement sont résumés sur la figure 1.11. D'autres mécanismes pourraient être également à l'origine de soulèvements telles les ondes de gravité comme le suggère certaines simulations de *Schumacher* (2009). Finalement certaines études récentes (*Bresson et al.*, 2012, 2009; *Panziera et Germann*, 2010) ont montré que, suivant la vitesse, l'humidité ou l'instabilité du flux d'air, les mécanismes de soulèvement cités ci-dessus peuvent agir en synergie ou au contraire être en compétition ce qui explique que la position des cellules convectives reste encore difficile à prévoir. Ainsi, afin d'améliorer la prévision des cellules convectives, il est nécessaire de prendre en compte l'ensemble de ces mécanismes dans les modèles. Si on se rappelle la configuration géographiques de l'Eurorégion

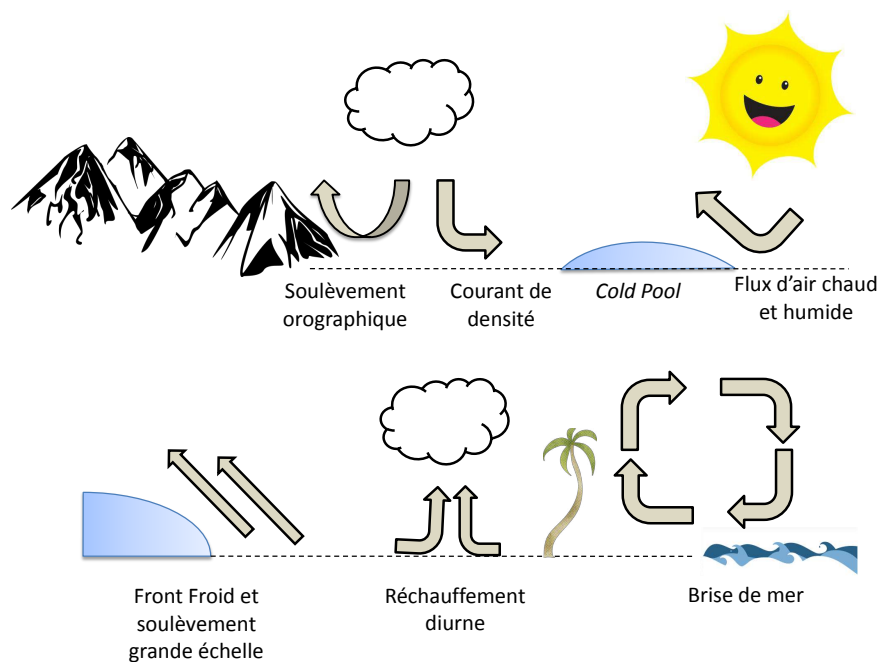


FIGURE 1.11 : Schéma des principaux mécanismes de soulèvement de la masse d'air

Alpes-Méditerranée (Fig. 1.2), on constate que la zone va être très propice aux soulèvements orographiques mais aussi à la convergence de basse couche de par la forme du Sud des Alpes. Enfin, en raison de sa proximité avec la mer et des fortes chaleur de l'été, des phénomènes de brise de mer ont toutes les chances de se déclencher régulièrement. Ainsi, on constate que la région est extrêmement favorable aux processus de soulèvement et par conséquent aux précipitations intenses.

1.4.4 Pluies convectives

On connaît à présent tous les ingrédients qui peuvent favoriser le déclenchement des phénomènes pluvieux, il nous reste à préciser le fonctionnement des cellules convectives et à indiquer quels sont les processus qui peuvent entraîner le développement des phénomènes les plus intenses. Dans la suite, on va expliquer le fonctionnement d'une cellule de pluie convective puis on identifiera les éléments qui lui permettent de durer ou au contraire de se dissiper. Il existe plusieurs types de pluies convectives depuis la cellule isolée jusqu'aux bandes de convection organisées et aux super-cellules. Un moyen de distinguer ces différents types de convection est de considérer l'intensité du cisaillement vertical du vent horizontal (même si en pratique d'autres paramètres doivent être pris en compte).

Cisaillement faible

Quand le cisaillement vertical est faible, on assiste à l'apparition de cellules convectives isolées (Fig. 1.12). Ces cellules convectives ont en général une durée de vie faible (20 à 30 min) (voir l'analyse des équations du mouvement dans le chapitre 4 et Henry (1993), Johnson et al. (1998)), se déplacent avec le vent et leur inten-

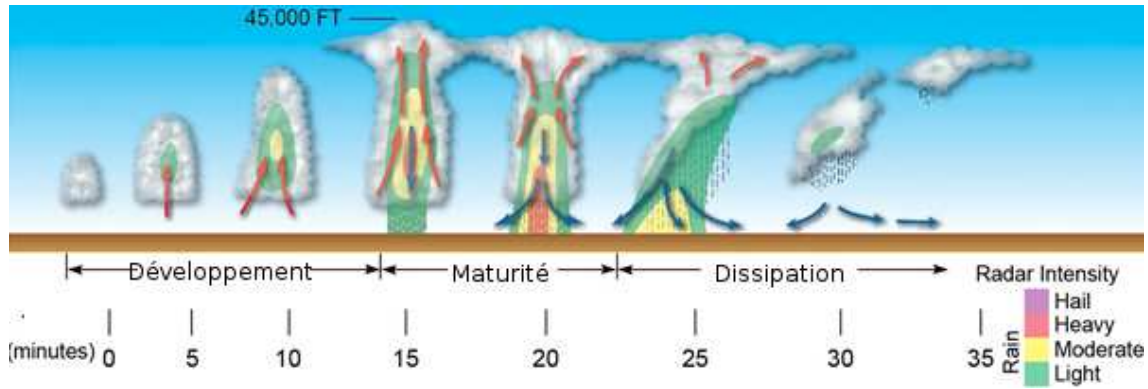


FIGURE 1.12 : Schéma idéalisé d'une cellule convective isolée. Les flèches rouges montrent les zones d'ascendances et les flèches bleues les courants de densité. En couleur on voit l'intensité de la pluie (ou de la grêle) suivant le stade de vie de la cellule convective (d'après Thomas Rabenhorst, UMBC)

sité dépend principalement de l'énergie potentielle (CAPE) disponible dans l'atmosphère. Au commencement, elles sont associées au développement vertical d'un petit cumulus. Au sein de ce cumulus, qui se transforme en cumulonimbus quand son extension verticale devient importante, des processus microphysiques de coalescence font grossir la taille des particules nuageuses qui, quand elles deviennent assez lourdes, tombent sous l'effet de la gravité. L'air qui contient un nombre croissant de particules d'eau et de glace acquière alors une flottabilité négative et amorce sa descente. De plus, un courant de densité se crée si l'environnement est très sec (ce qui est habituellement le cas aux hautes altitudes) et fait plonger la masse d'air. Comme il n'existe pas de cisaillement vertical, le courant subsident entre alors en concurrence avec le courant ascendant ce qui tend à supprimer l'instabilité atmosphérique. C'est alors la mort de la cellule convective. Cet exemple, très idéalisé, nous permet de comprendre l'importance des zones d'ascendances et de subsidences distinctes pour créer des orages ayant une durée de vie importante, c'est ce que va permettre le cisaillement du vent.

En plus de ce phénomène, des mouvements subsidents s'opposent à l'ascendance de la masse d'air en raison de la réduction de sa flottabilité. En effet, au fur et à mesure de l'ascension, la vapeur d'eau contenue dans la masse d'air se condense ou se solidifie. Les particules solides et liquides génèrent donc une flottabilité négative qui s'oppose alors à la flottabilité positive liée à la différence de température potentielle de la parcelle d'air en celle de l'environnement comme montré par l'équation :

$$B = g \left(\frac{\theta_{vp} - \theta_{ve}}{\theta_{ve}} - \frac{m_l}{m} - \frac{m_s}{m} \right) \quad (1.12)$$

où B est la flottabilité, g l'accélération de la gravité, θ_{vp} et θ_{ve} sont les températures potentielles virtuelles de la parcelle d'air et de l'environnement et m_l , m_s et m sont les masses liquide, solide et totale de la parcelle d'air. Ainsi, à partir d'une certaine altitude, la masse d'air n'est plus assez légère pour continuer son ascension et retombe donc vers le sol.

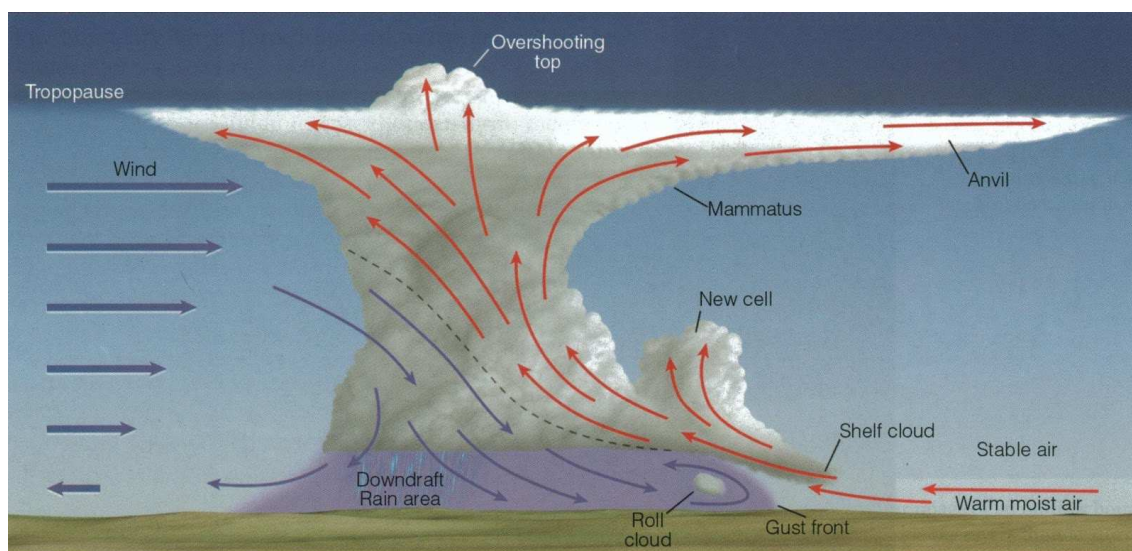


FIGURE 1.13 : Orage multicellulaire idéalisé. A gauche on voit le vent horizontal suivant la verticale. Les flèches courbes bleus correspondent au courant de densité et les flèches rouges montrent l'ascendance de la masse d'air (d'après Thomson Higher Education 2007)

Cisaillement modéré

Les orages multicellulaires sont associées à un cisaillement vertical modéré ou fort. Le cisaillement a tout d'abord pour effet d'incliner la cellule orageuse ce qui dissocie les zones d'ascendances et de subsidences de la cellule et empêche sa dissipation prématuré. Le cisaillement de vent favorise également l'apparition de nouvelles cellules convectives dans les basses couches. En effet, quand la cellule est mature, des courants de densité descendent des hautes couches et forment une zone froide sous la cellule. Du fait de la différence de température avec l'air ambiant, des tourbillons horizontaux se créent aux frontières de cette zone froide (Fig. 1.14).

Sur l'une des frontières, l'effet du tourbillon lié à la zone froide se conjugue avec le tourbillon lié au cisaillement de basses couches ce qui crée de nouvelles zones d'ascendances convectives. Sur l'autre frontière, les tourbillons sont en compétition et la vitesse créée est horizontale. Ce mécanisme explique le développement asymétrique de ce type de cellules convectives. Le déplacement de ces cellules va être régie à la fois par le vent mais aussi par la propagation liée à la création de nouvelles cellules. Dans certaines configurations le vent compense le déplacement lié à la création de nouvelles cellules ce qui explique que les orages multicellulaires peuvent rester stationnaires et provoquer des cumuls considérables sur une région donnée.

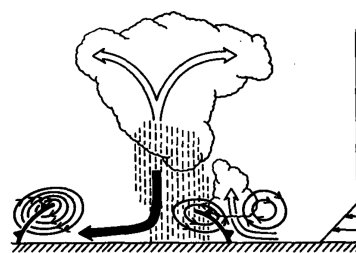


FIGURE 1.14 : Circulation (en flèches tournoyantes) associée à la cold pool (symbolisé par les petites pointes) et au cisaillement du vent, les flèches blanches montrent les zones d'ascendances et les flèches noires montrent les zones de subsidences (d'après (Rotunno et al., 1988))

Cisaillement intense

Quand le cisaillement est très important, les cellules convectives ont en général des difficultés à se développer et peuvent mettre plus d'une heure pour atteindre un stade de maturité même dans le cas d'une flottabilité fortement positive. Néanmoins, une telle configuration est également très favorable au développement d'orages extrêmement intenses que l'on appelle super cellules qui peuvent durer plusieurs heures et provoquer des pluies très importantes (Fig. 1.15). Au stade initial l'atmosphère est soumise à un cisaillement de vent important qui empêche le développement de la convection mais permet le stockage d'énergie apportée par l'environnement dans les basses couches. Le cisaillement génère des tourbillons horizontaux dans l'atmosphère. Plus tard lorsque la cellule convective se développe, elle "aspire" les tourbillons d'axes horizontaux qui deviennent alors d'axes verticaux. D'un côté de la cellule (au sud sur la figure 1.15) le tourbillon correspond à une rotation cyclonique tandis que l'autre côté de la cellule (c'est-à-dire au nord) le tourbillon correspond à une rotation anticyclonique. Pour comprendre la suite du processus il faut se référer à l'équation de l'équilibre cyclostrophique en coordonnées cylindriques (r, λ, z) (où $r = 0$ correspond au centre du tourbillon) qui s'écrit (d'après *Holton* (1992) chap. 9) :

$$\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P_{dyn}}{\partial r} \simeq \frac{v_\lambda^2}{r} \quad (1.13)$$

où ρ_0 est la densité de l'atmosphère, P_{dyn} est la pression générée par les processus dynamiques et v_λ est la vitesse tangente. Cette équation montre que le tourbillon va créer une dépression en son centre, et ce quelque soit le sens de rotation. Cette dépression va elle même amplifier la vitesse verticale ascendante. Au stade suivant les précipitations générées vont créer une zone de subsidence qui va avoir comme effet de diviser la cellule en deux et de "tordre" les lignes de tourbillon. Les deux cellules créées vont donc se déplacer à droite et à gauche du vent moyen.

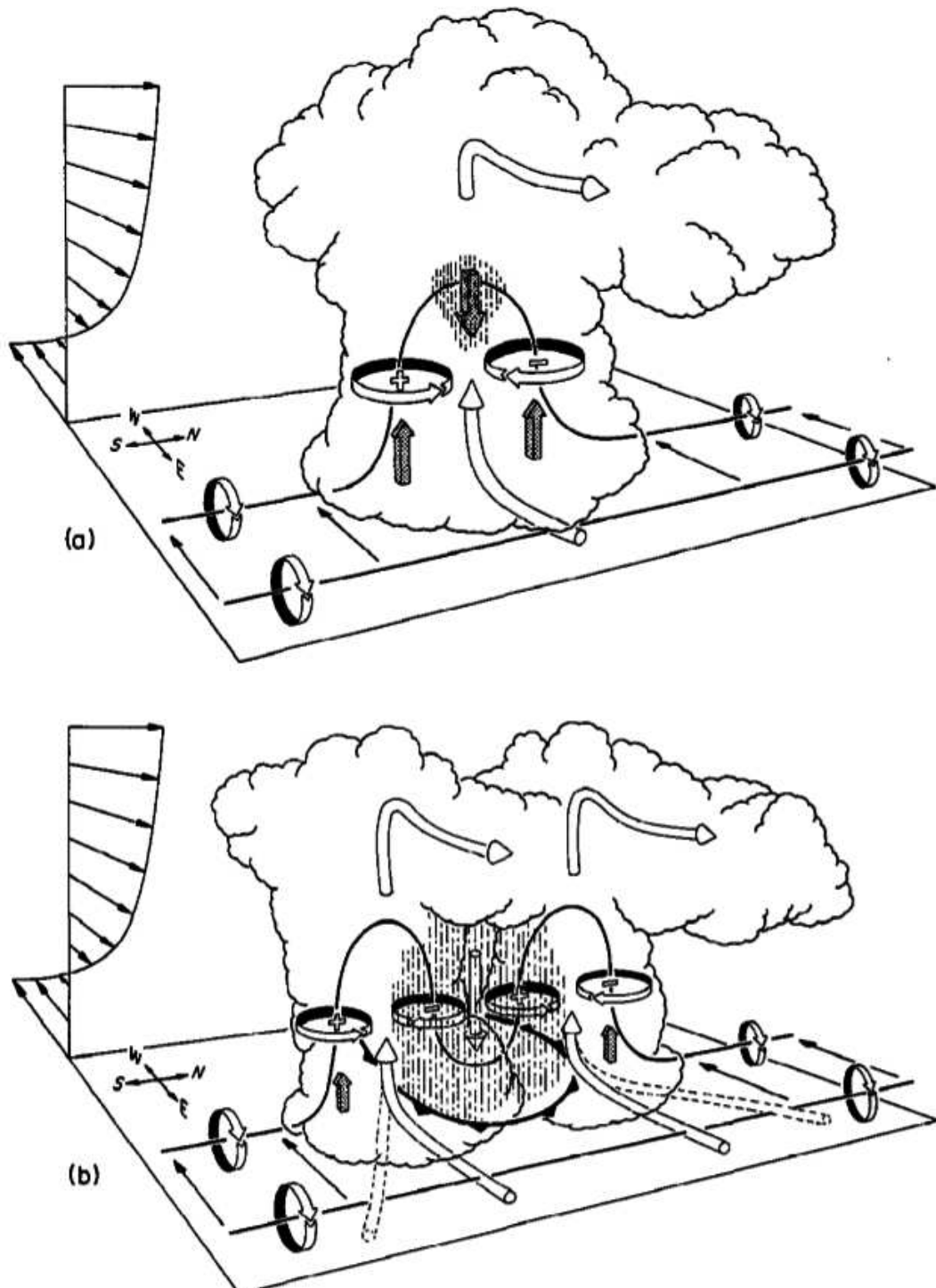


FIGURE 1.15 : Super cellule orageuse idéalisée à deux stades de sa vie (a) stade initial et (b) stade de division. En haut à gauche on voit le vent horizontal en fonction de l'altitude. Les flèches cylindriques indiquent les mouvements ascendants. Les lignes en gras indiquent les lignes de tourbillon dont le sens de rotation est indiqué par les flèches circulaires. Les plus et moins indiquent une rotation cyclonique ou anticyclonique du tourbillon. Les flèches grises épaisses montrent l'amplification (positive ou négative) de la vitesse verticale. Enfin, la pluie est en tirets noirs et la ligne avec des petites pointes correspond à la *cold pool* générées par les courants de densité (d'après (Klemp, 1987))

Il faut bien noter que les trois situations évoquées ci-dessus restent idéalisées et notamment il faut se rappeler que l'on a uniquement considéré un vent qui ne tournait pas avec l'altitude. En pratique, des situations bien plus complexes peuvent émerger, ce qui rend bien plus difficile la compréhension de la dynamique des cellules de pluies convectives (pour plus d'informations à ce sujet voir *Klemp (1987)*, *Rotunno et Klemp (1982)*, *Rotunno et al. (1988)*, *Thorpe et al. (1982)*, *Weisman et Klemp (1986)*, *Weisman et Rotunno (2000)*, *Weisman et al. (1988)*). De plus, lors de ces explications on s'est uniquement attaché à détailler l'effet du cisaillement du vent mais pour expliquer entièrement le comportement cellules il faudrait également considérer d'autres paramètres tels que le flux d'humidité et la CAPE. Afin d'anticiper le type de cellule convective que l'atmosphère est susceptible de générer, *Weisman et Klemp (1982)*, *Weisman et Klemp (1986)* ont montré qu'un bon indicateur du type de convection, mais pas de son intensité, est le nombre de Richardson global (*Bulk Richardson Number*) qui combine à la fois l'aspect dynamique (cisaillement) et thermodynamique (CAPE) de l'atmosphère :

$$Ri_b = \frac{CAPE}{\frac{1}{2}(V_{0-6km} - V_{sol})^2} \quad (1.14)$$

où V_{sol} est la vitesse moyenne près du sol (typiquement sur les 500 premiers mètres) et V_{0-6km} est la vitesse moyenne entre 0 et 6 km. Des valeurs comprises entre 10 et 40 favorisent les super cellules tandis que des valeurs plus élevées sont plutôt favorables aux orages multicellulaires.

1.4.5 Systèmes de méso-échelle

Les cellules de pluies convectives décrites précédemment peuvent se développer seules mais elles peuvent faire partie de structures de plus grandes échelles que l'on appelle les systèmes convectifs de méso-échelle (*Mesoscale Convective Systems (MCS)*). Comme leur nom l'indique, les MSC ont une échelle typique de l'ordre de 100 km bien plus grande que celle des cellules de pluie individuelles dont la taille est de l'ordre de quelques dizaines de kilomètres (échelle aérologique). Au sein de ces systèmes des processus de méso-échelles se combinent aux processus d'échelles aérologiques rendant ces phénomènes plus complexes mais aussi plus durables et plus intenses. Ces systèmes convectifs sont constitués des cellules convectives décrites précédemment ainsi que d'une zone de pluie plus faible et homogène caractérisant la partie stratiforme. Dans la région méditerranéenne, on en rencontre deux types : les lignes de grains et les systèmes en V.

1.4.6 Ligne de grains

Une ligne de grains est un système de méso-échelle qui s'organisent en une bande étroite (10 à 20 km) de précipitations. Elle peut mesurer plusieurs centaines de kilomètres de long (Fig. 1.16 (a)). A l'arrière de la ligne de grains, on trouve une large zone de précipitations stratiformes. Une ligne de grains est formée de nombreux orages qui se développent quand l'environnement est favorable sur une large région. Pour que la ligne de grains se forme il faut éviter que les orages ne soient en compétition. Pour cela, le vent doit être homogène sur une zone assez vaste de

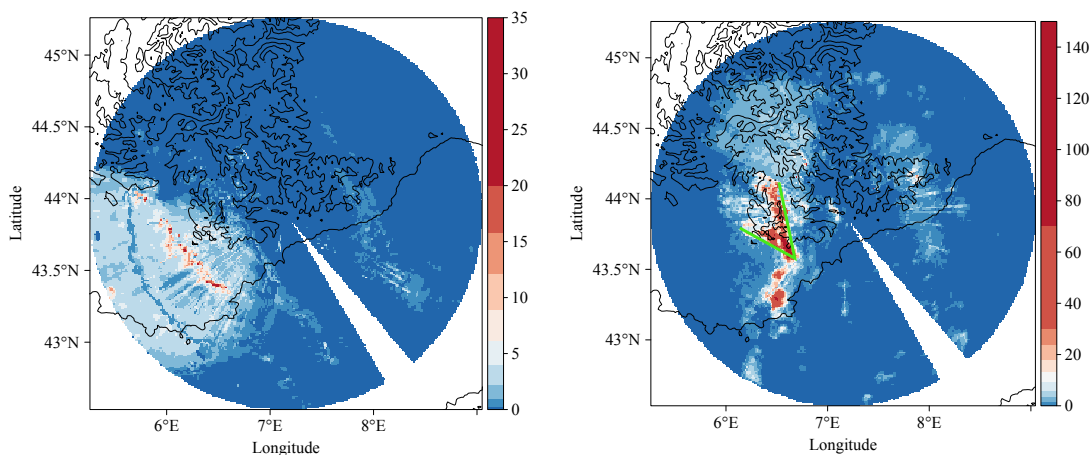


FIGURE 1.16 : Taux de pluie (mm/h) observé par le radar Hydrix dans le cas (a) d'une ligne de grain le 21 octobre 2012 à 21 h05 et (b) d'un système en V le 15 juin 2010 à 11 h55 (événement de Draguignan)

manière à ce que les nouvelles cellules se développent toutes à l'avant de la ligne de grains. La ligne de grains se dissipe quand l'énergie potentielle atmosphérique n'est plus suffisamment importante ou quand le vent change de direction ou encore quand le cisaillement de vent évolue et arrête d'être favorable au développement des orages multicellulaires.

1.4.7 Système en V

Les systèmes en V sont des systèmes présentant une forme en V dont la pointe correspond à l'endroit où les nouvelles cellules convectives sont générées tandis que les branches sont constituées de cellules matures (Fig. 1.16 (b)). Il semblerait que la forme en V soit liée à l'interaction entre la divergence au sommet de la cellule (liée à la vitesse verticale positive) et le flux grande échelle (*Malardel, 2005*). Ce type d'événement a tendance à rester stationnaire et peut donc engendrer des cumuls de pluie considérables à la pointe du V. C'est ce type d'événement qui a eu lieu lors des inondations de Draguignan comme on le voit sur les images du radar Hydrix.

Dans cette partie, nous nous sommes focalisé sur les événements de type convectif. Pour autant, le tableau ne serait pas complet si on ne précisait pas que certaines précipitations peuvent avoir un fort impact sur la région sans être convectives. En effet, il arrive que, sur la région, des précipitations peu intenses de type stratiforme durent suffisamment longtemps pour qu'elles produisent des cumuls de pluie au sol qui soient non négligeables.

1.5 La campagne de mesure HyMeX

Comme mentionné dans l'introduction, cette thèse s'inscrit particulièrement bien dans le cadre du programme de recherche internationale HyMeX (HYdrological cycle in the Mediterranean EXperiment). Ce programme de recherche a débuté officiellement en 2010 et durera jusqu'à 2020. Il a pour ambition de mieux caractériser

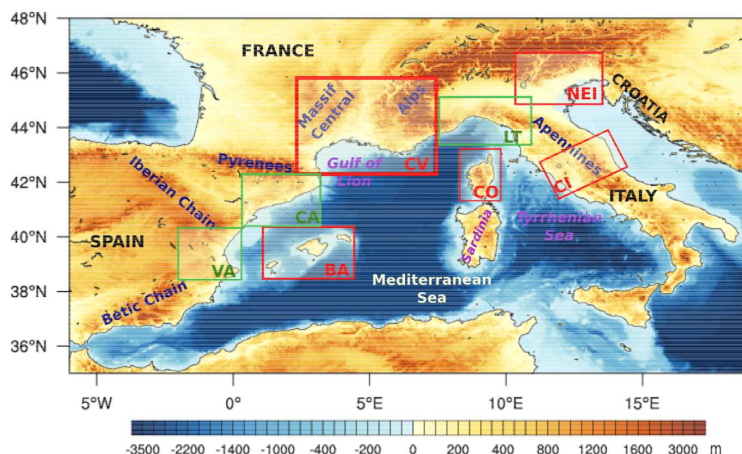


FIGURE 1.17 : Les différentes régions cibles de la 1ère campagne de mesure HyMeX. Les régions d'études sont : Valence (VA), les îles Baléares (BA), la Catalogne (CA), les Cévennes-Vivarais (CV), la Ligurie-Toscane (LT), la Corse, l'Italie centrale (CI), le nord est Italie (NEI). Les régions en rouge sont celles qui accueillent des instruments au sol

et comprendre le cycle hydrologique et les processus associés dans la région méditerranéenne avec une attention particulière accordée aux événements intenses et aux effets du changement climatique (pour plus de détails sur les objectifs de ce programme de recherche voir *Drobinski et al., 2008*). Deux campagnes de mesures intensives ont eu lieu pendant l'automne 2012 (5 septembre au 6 novembre 2012) (*Ducrocq et al., 2013*) et l'hiver 2013 (1 février au 15 mars 2013). Dans le cadre de cette thèse, j'ai eu l'occasion de participer à la première campagne de mesure intensive. Les objectifs de cette première campagne de mesures intensives étaient :

- D'échantillonner l'environnement de méso-échelle des précipitations intenses et en particulier le flux amont au-dessus de la Méditerranée ainsi que son interaction avec les caractéristiques topographiques de la région.
- De mesurer les échanges air-mer avant et durant les événements de précipitations intenses.
- D'étudier les événements précipitants intenses et les processus microphysiques associés.
- De déterminer la réponse hydrologique pour différentes gammes d'échelles des événements précipitants intenses qui ont générés des inondations.

Pour remplir ces objectifs, plus de 200 instruments ont été déployés pendant plus de deux mois sur l'ouest de la Méditerranée. Parmi les principaux moyens mis en œuvre nous pouvons citer trois avions équipés de capteurs, des ballons de couche limite qui ont été lâchés régulièrement de Minorque et des radars et lidars mobiles. Les mesures sur la mer ont quant à elles été effectuées grâce à dix bouées dérivantes, des gliders ainsi qu'un bateau. Enfin, un réseau de mesure des précipitations très dense, appelé H-piconet, a été mis en place en 2010 avec notamment des pluviomètres et spectromètres optiques, l'ensemble des instruments ayant une résolution spatiale de 4 km² (pour plus de détails sur les instruments déployés voir l'annexe de *Ducrocq et al. (2013)*). Cette campagne a été menée en automne car cette période présente la plus forte probabilité d'observer des événements précipitants intenses (voir à ce propos la section 3.1.2) notamment sur la région Cévennes-Vivarais. La zone exacte

d'étude de la campagne Hymex est présentée en figure 1.17. Globalement, la région d'étude de cette thèse correspond en grande partie à l'est de la région Cévennes-Vivarais et un peu à l'ouest de la région Ligurie-Toscane.

Lors de la campagne, j'ai participé au guidage du Falcon 20 au sol et dans l'avion à plusieurs reprises durant les deux premières semaines d'octobre 2012. Les vols ont eu pour objectifs de caractériser la microphysique et la dynamique des systèmes convectifs précipitants. Dans ce but, l'avion était équipé de sondes microphysiques et d'un radar nuage Doppler à 95 GHz appelé Rasta (*Protat et al., 2009*). De plus, l'avion pouvait larguer des dropsondes afin de renseigner le profil vertical de l'atmosphère en amont du système.

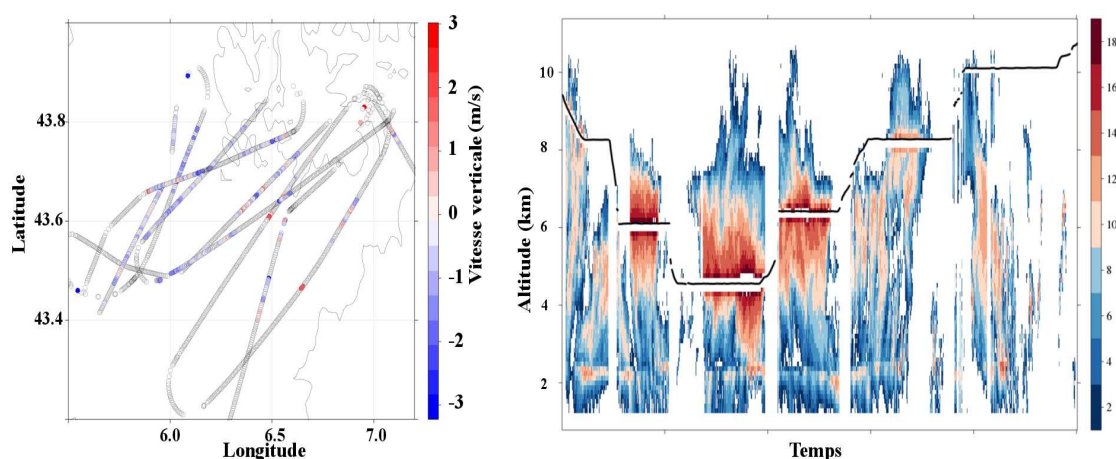


FIGURE 1.18 : Vitesse verticale à 1 km le long du trajet de l'avion et profil de réflectivité mesurée par le radar Rasta lors du vol du 14 octobre 2012 entre 17 h et 20 h 30 TU sur la région de Marseille-Nice

Sur les figures 1.18 et 1.19 sont présentées les mesures du radar Rasta et du radar Hydrix pour le vol du 14 octobre 2012 du Falcon. Cet événement qui correspond à l'IOP 13a a généré une tornade au-dessus de la ville de Marseille. Le système convectif se situait alors au nord d'une ligne joignant Marseille et Nice. La première partie du vol s'est déroulée sur la mer et a permis de larguer six dropsondes, puis le Falcon a traversé une première ligne de grains située le long de la côte pour ensuite se trouver dans la partie stratiforme du système. Au cours du vol, la vitesse verticale montre des zones d'ascendances et de subsidences et les régions traversées sont souvent caractérisées par des zones de fortes réflectivités. En fin de vol, l'avion est passé au-dessus de deux cellules convectives déjà formées. Les cartes du radar Hydrix présentées correspondent à la fin du vol alors que le système convectif s'était déplacé sur la mer. On observe une ligne de forte réflectivité avec des valeurs supérieures à 56 dBZ qui correspondent à des précipitations d'environ 45 mm/h. On voit également, grâce à la classification des hydrométéores, que de la grêle se forme dans la ligne convective. Enfin, la vitesse Doppler est montrée pour illustration car non exploitable directement en raison du repliement de la vitesse.

Finalement, la campagne a été un succès avec 23 périodes d'observations intensives dont 16 ont été associées à des événements précipitants intenses. Les événements qui ont généré les cumuls les plus importants ont eu lieu en Italie (Fig. 1.21). La zone du radar Hydrix a également été touchée à plusieurs reprises (voir Fig. 1.20). En

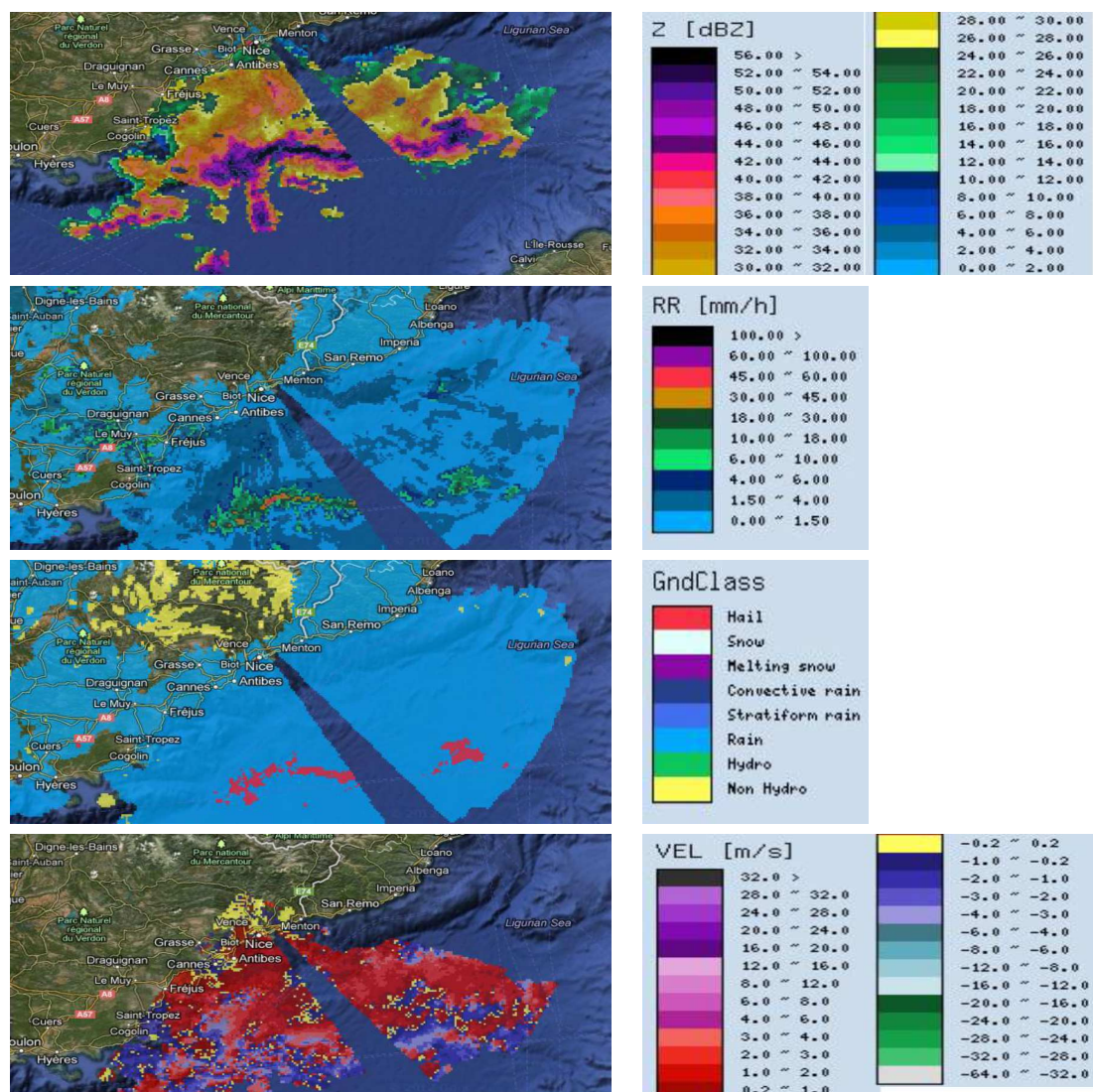


FIGURE 1.19 : Réflectivité, pluie, microphysique et vitesse Doppler vues par Hydrix pendant le vol du radar Rasta du 14 Octobre 2012

particulier, les cumuls journaliers pluviométriques montrent que de nombreux jours ont subi des cumuls de pluie supérieurs à 75 mm et que certains cas ont générés des pluies entre 100 et 150 mm. Le cumul le plus important de cette campagne a eu lieu en Italie centrale avec des précipitations journalières dépassant les 300 mm. Il faut aussi noter qu'il serait intéressant d'estimer ces cumuls journaliers sur la mer car durant la campagne de mesure plusieurs événements très intenses ont eu lieu au large des côtes françaises avec des maximums qui pourraient être proches ou même supérieurs à ceux trouvés sur le continent (voir par exemple la figure 1.19).

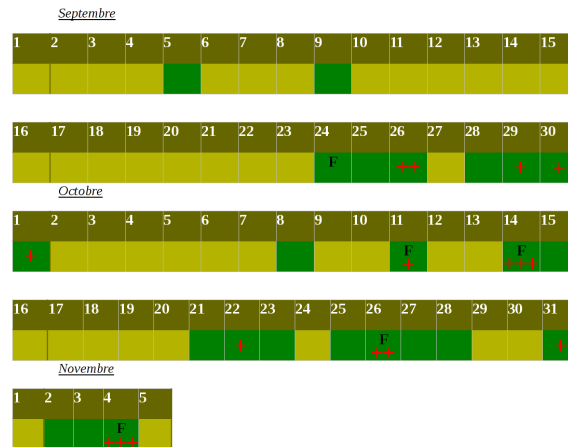


FIGURE 1.20 : Dates pour lesquelles un événement de pluie a été échantillonné par le radar Hydrix pendant la campagne de mesure HyMeX (en vert foncé). Les F symbolisent les jours où un vol du Falcon a eu lieu sur la zone couverte par le radar. Les croix rouges symbolisent le cumul journalier de l'événement : + \Rightarrow >30 mm, ++ \Rightarrow >45 mm et +++ \Rightarrow >100 mm

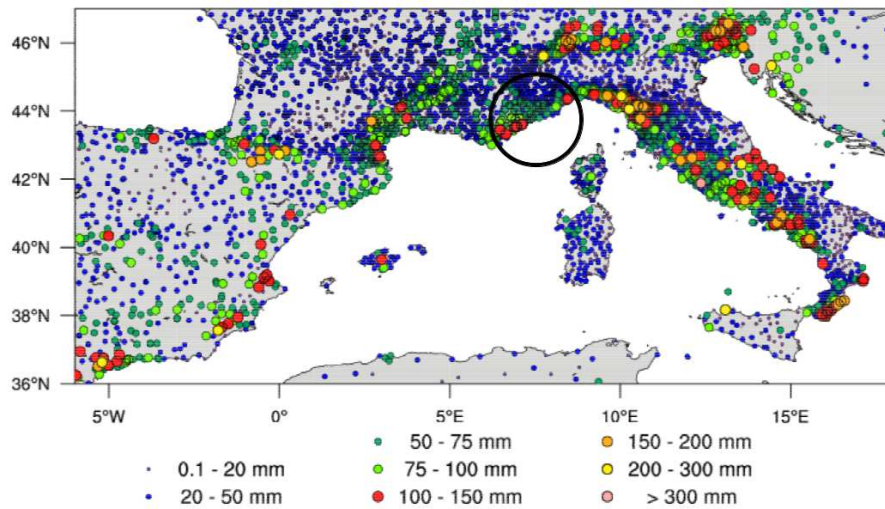


FIGURE 1.21 : Cumuls journaliers de pluie mesurés par pluviomètres entre le 5 septembre et le 6 Novembre 2012 (d'après *Ducrocq et al. (2013)*). Le cercle noir correspond à la zone couverte par le radar Hydrix

1.6 Le changement climatique et les précipitations

Bien que le changement climatique ne soit pas directement traité dans ce travail de thèse, il est apparu intéressant de rappeler les dernières prévisions de l'impact du changement climatique sur la région méditerranéenne car ce changement pourrait être l'un des principaux défis des prochaines décennies.

La région méditerranéenne a été identifiée comme l'un des 2 points chauds du changement climatique (*Giorgi, 2006*). Les modèles prévoient une diminution des précipitations totales dans de nombreuses régions méditerranéennes (*Philandras et al., 2011; Ricard et al., 2009; Sánchez et al., 2004*) associés à une augmentation des extrêmes de pluie en particulier en été et automne (*Fowler et al., 2007; Ricard et al., 2009; Sánchez et al., 2004*). Par ailleurs, les observations montrent d'ores et déjà ces tendances avec une augmentation des précipitations intenses entre 1950 et 2000 sur la région (*Alpert et al., 2002; Norrant et Douguédroit, 2006*) associées à une diminution des précipitations totales (*Piervitali et al., 1998; Romero et al., 1998*) (1951-1995 et 1964-1993 respectivement). Néanmoins, il faut noter que ces tendances ont été établies sur un temps relativement court et en utilisant un réseau de mesure qui a évolué au fil des années. Ainsi elles devront être confirmées par la suite.

Chapitre 2

Le radar Hydrix

L'ÉTUDE DES PRÉCIPITATIONS dans l'Eurorégion Alpes-Méditerranée présentée dans cette thèse repose sur les mesures du radar Hydrix. Dans cette partie, après un bref rappel du principe de la mesure radar, des caractéristiques techniques et du fonctionnement opérationnel du radar Hydrix, on expliquera en détail l'approche utilisée afin d'estimer la pluie par le radar. En effet, il est important de comprendre comment ce paramètre est déterminé afin de pouvoir analyser la base de données générée. Ensuite, on s'attachera à quantifier l'incertitude des mesures du radar ainsi que les différents artefacts de mesure que l'on peut rencontrer.



2.1 Principe de la mesure radar

Un radar est un instrument de télédétection active qui envoie une onde électromagnétique vers des cibles (dans notre cas des gouttes de pluie) et reçoit en retour

un signal rétrodiffusé qui permet d'obtenir des informations sur ces cibles. Par ces informations, on trouve la réflectivité radar définie comme :

$$\eta = \int_D \sigma_r(D, \lambda) N(D) dD \quad (2.1)$$

où $N(D)$ est la distribution en taille des particules (*Drop Size Distribution DSD*), D est le diamètre de la particule, λ la longueur d'onde du radar et σ_r la section efficace de rétrodiffusion. Le facteur de réflectivité radar est défini comme :

$$Z = \int_D D^6 N(D) dD \quad (2.2)$$

Le facteur de réflectivité (souvent appelé simplement réflectivité) est proportionnel à la réflectivité dans le cadre de l'approximation de Rayleigh (c'est-à-dire quand la taille des gouttes est très inférieure à la longueur d'onde radar) :

$$\eta = \frac{\pi^5}{\lambda^4} |K_w|^2 Z \quad (2.3)$$

où K_w la constante diélectrique de l'eau. Néanmoins, pour un radar bande X, l'approximation de Rayleigh n'est plus valable. C'est pourquoi on définit habituellement un facteur de réflectivité équivalente Z_e qui correspond au facteur de réflectivité pour un ensemble de particules liquides et sphériques remplissant les conditions de l'approximation de Rayleigh et produisant un signal de même puissance :

$$Z_e = \frac{\lambda^4}{\pi^5 |K_w|^2} \int_D N(D) \sigma_r(D, \lambda) dD \quad (2.4)$$

Le facteur de réflectivité équivalente peut s'exprimer en fonction de la réflectivité :

$$\eta = \frac{\pi^5}{\lambda^4} |K_w|^2 Z_e \quad (2.5)$$

Dans la suite, on simplifiera l'appellation facteur de réflectivité équivalente Z_e en réflectivité et on le notera Z . Il ne reste plus alors qu'à convertir la réflectivité en taux de pluie R . Classiquement on utilise une relation empirique du type :

$$Z = aR^b \quad (2.6)$$

où a et b sont des constantes déterminées expérimentalement en utilisant un disdromètre (qui permet de restituer la distribution en taille des gouttes d'eau et donc de connaître la réflectivité) ou en comparant la mesure radar et un pluviomètre. La relation habituellement utilisée est celle de Marshall-Palmer qui propose $a = 200$ et $b = 1,6$. Toutefois, on voit que cette définition peut poser problème car Z dépend de la forme de la DSD et non directement du taux de pluie. En particulier, *Ulbrich* (1983) a montré que, dans le cas d'une relation de type $X = aY^b$, où X et Y sont deux paramètres fonction de l'intégrale de la DSD (comme le sont la pluie et la réflectivité) et où la DSD s'écrit sous la forme :

$$N(D) = N_0 \exp(-\Lambda D)$$

(avec D le diamètre des gouttes, N la concentration et N_0 et Λ deux paramètres), alors la constante a est une fonction proportionnelle à $N_0^{(1-b)}$. On comprend donc la limite de l'utilisation d'une relation du type $Z = aR^b$ puisqu'elle implique que le paramètre a va dépendre de la DSD de l'événement qui a été utilisé pour établir les paramètres a et b et non de la DSD des événements ultérieurement échantillonnés. De plus, la DSD est sujette à une large variabilité qui dépend du type de phénomène météorologique (pluie convective, stratiforme). Pour essayer de prendre en compte cette variabilité, il est possible d'utiliser différents jeux de paramètres a et b suivant le type de temps (*Van Baelen et al.*, 2009) ou encore de recalculer en quasi-continu ces paramètres en comparant pluviomètres et radar. La première méthode nécessite de pouvoir classer en temps réel les caractéristiques du phénomène météorologique échantillonné et peut par exemple être problématique dans le cas d'un orage ayant à la fois une partie convective et stratiforme. La deuxième méthode nécessite d'avoir un réseau de pluviomètre extrêmement dense sur la zone radar et pose des problèmes de représentativité (comparaison d'un pluviomètre de quelques centimètres carrés avec un pixel radar de plusieurs centaines de mètres) et demande un certain temps d'échantillonnage. Une autre solution est envisageable : c'est l'utilisation de la polarimétrie.

La polarimétrie consiste à émettre simultanément une onde électromagnétique polarisée horizontalement et une onde électromagnétique polarisée verticalement. Cette double polarisation permet d'apporter des informations complémentaires sur certaines caractéristiques des hydrométéores dans l'atmosphère. Par exemple, on sait que des gouttes d'eau ont tendance à s'aplatir à partir d'une certaine taille sous l'effet de leur poids et de la résistance de l'air.

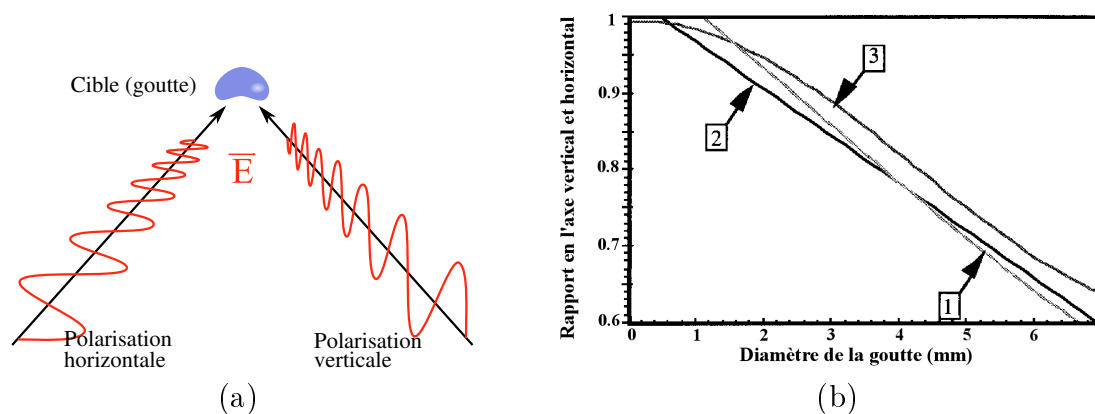


FIGURE 2.1 : (a) Principe de la double polarisation du radar. (b) Trois lois empiriques permettant de relier le rapport entre l'axe vertical et horizontal de la goutte en fonction du diamètre des gouttes (1) *Goddard et al.* (1982), (2) *Pruppacher et Beard* (1970) et (3) *Keenan et al.* (1997) (figure issue de *Testud et al.* (2000))

La figure 2.1 (a) illustre ce principe. On comprend que l'aplatissement, qui dépend de la taille de la goutte, implique un écho radar plus important dans le plan horizontal que vertical. Différentes méthodes qui permettent de déterminer le lien entre aplatissement et diamètre des gouttes d'eau ont été développées (voir *Goddard et al.* (1982), *Pruppacher et Beard* (1970) et figure 2.1 (b)).

Il reste alors à trouver des variables polarimétriques qui permettent de quantifier efficacement l'aplatissement des gouttes d'eau. En pratique il existe deux approches :

- La première consiste à calculer le rapport entre la réflectivité horizontale et verticale (ce que l'on appelle la réflectivité différentielle ($Z_{DR} = 10 \log(Z_H/Z_V)$)). Plus les gouttes d'eau sont aplaties et plus elles sont grandes, plus ce rapport sera important. On peut donc estimer à partir de ce rapport un diamètre de goutte moyen D_0 .
- La deuxième approche s'appuie sur le décalage de phase différentielle ($\Phi_{DP} = \Phi_H - \Phi_V$) : quand une onde passe dans un milieu de densité différente (c'est-à-dire dans une goutte d'eau), sa phase change légèrement. Dans le cas où les gouttes d'eau ont une orientation préférentielle, il se crée alors un décalage entre la phase horizontale et la phase verticale. Au fur et à mesure de la propagation, ce décalage de phase différentielle augmente (si l'onde continue de rencontrer des gouttes d'eau aplaties) (pour voir cet effet le long du trajet on peut se référer à la figure 2.3). En calculant la dérivée de Φ_{DP} que l'on appelle la phase différentielle spécifique (K_{DP}) :

$$K_{DP} = \frac{\Phi_{DP}(r_2) - \Phi_{DP}(r_1)}{2(r_2 - r_1)} \quad (2.7)$$

on peut restituer par segment cette variation de phase et donc estimer l'orientation et le diamètre moyen des gouttes le long du trajet du faisceau radar.

Ainsi, il a été possible d'établir de nouvelles relations entre la mesure radar et le taux de pluie qui dépendent de la DSD. Par exemple, on peut citer des relations de la forme $R(Z, Z_{DR})$ (Chandrasekar et al., 1990; Gorgucci et al., 1995), $R(K_{DP})$ (Chandrasekar et al., 1990; Sachidananda et Zrnić, 1987; Seliga et al., 1986) et $R(Z_{DR}, K_{DP})$ (Gorgucci et al., 1997; Jameson, 1991).

La question que l'on se pose alors est de savoir si ces méthodes polarimétriques sont vraiment meilleures que les méthodes traditionnelles (Z-R) d'estimation de la pluie.

Pour cela, il faut rappeler que la mesure radar est entachée de trois types d'erreurs :

- L'erreur instrumentale qui correspond en particulier à des problèmes de calibration de Z
- L'erreur statistique d'observation qui est liée à la position et la vitesse aléatoire des gouttes d'eau dans le volume échantillonné
- L'erreur liée à la physique de la pluie et en particulier à la variabilité de la distribution en taille des hydrométéores

Dans le cas de la méthode traditionnelle (Z-R), l'erreur statistique est modérée. Par contre, comme on l'a expliqué plus haut, l'erreur liée à la physique est importante. Dans le cas de la méthode polarimétrique, l'erreur liée à la physique est réduite (car la méthode polarimétrique est peu sensible à la variabilité de la DSD) tout comme l'erreur de calibration qui est nulle dans le cas de la méthode basée sur l'utilisation du K_{DP} . Par contre, l'erreur statistique est plus importante. En effet, la mesure du

K_{DP} dépend de l'erreur sur l'estimation de $\Phi_{DP}(r_1)$ et de $\Phi_{DP}(r_2)$ et peut être très bruitée notamment si r_1 et r_2 sont voisins.

C'est basé sur ce constat que s'est développé l'algorithme ZPHI¹. Cet algorithme cherche à combiner les avantages de la méthode traditionnelle (erreur statistique modérée) et de la méthode polarimétrique (erreur physique faible). Un autre avantage particulièrement intéressant de cet algorithme est qu'il corrige de l'atténuation du faisceau. En effet, les radars en bande C et surtout en bande X sont fortement affectés par l'atténuation ce qui limite à priori leur intérêt puisque sans correction leur zone de couverture exploitable est réduite considérablement.

Malgré le problème lié à l'atténuation, les radars en bande X sont de plus en plus utilisés car ils sont relativement peu coûteux et de petite taille. En effet, comme la taille de l'antenne d'un radar dépend de sa longueur d'onde, un radar en bande S nécessite une antenne énorme (et coûteuse) tandis qu'un radar en bande X a une antenne bien plus petite (environ 1,5 m dans le cas d'Hydrix). Ce dernier point est particulièrement important quand on cherche à installer des radars dans des zones montagneuses.

2.2 Mesure de la pluie par le radar Hydrix

On va maintenant expliquer comment le radar Hydrix estime les précipitations au sol. Pour cela, on va détailler le fonctionnement de l'algorithme ZPHI puis on expliquera comment on peut estimer la pluie au sol en combinant les mesures aux différentes altitudes explorées par le radar.

2.2.1 Algorithme ZPHI

Comme mentionné auparavant, l'algorithme ZPHI tire parti de la double polarisation (horizontale et verticale) du faisceau pour corriger de l'atténuation et pour prendre en compte la distribution en taille de la pluie. Ainsi, il donne une estimation de la pluie plus précise que dans le cas d'une relation traditionnelle de type Z-R.

Avant de décrire l'algorithme, nous allons introduire un paramètre N_0^* utilisé pour établir une relation de la DSD plus complexe que celle précédemment établie ($N(D) = N_0 \exp(-\Lambda D)$) :

$$N_0^* = \frac{4^4}{\pi \rho_w} \frac{LWC}{D_m^4} \quad (2.8)$$

où ρ_w est la densité de l'eau liquide, LWC est le contenu en eau liquide et D_m est le rapport entre le quatrième et le troisième moment de la DSD. Ce paramètre est très intéressant car, comme on va le voir par la suite, après normalisation par ce paramètre, il est possible d'établir plusieurs relations entre différentes variables radar (voir équation 2.11).

La première étape de l'algorithme consiste à calculer l'atténuation du signal radar en fonction de la distance. Pour cela, on commence par exprimer les paramètres

1. Le nom de l'algorithme ZPHI vient du fait qu'il restitue le profil de pluie le long du faisceau en combinant Z : la réflectivité et Φ_{DP} : le décalage de phase différentielle

radars en fonction des atténuations spécifiques horizontales A_H et verticales A_V :

$$\begin{aligned} Z_{aH} &= Z_H * 10^{-0,2 \int_0^r A_H(s) ds} \\ Z_{aV} &= Z_V * 10^{-0,2 \int_0^r A_V(s) ds} \\ \Phi_{DP} &= \delta + 2 \int_0^r K_{DP}(s) ds \end{aligned} \quad (2.9)$$

où Z_{aH} et Z_{aV} sont les réflectivités atténuées horizontales et verticales et où δ est le décalage de phase de rétrodiffusion et $\int_0^r K_{DP}(s) ds$ qui exprime le changement de la phase avec la distance au radar r . Comme l'algorithme ZPHI s'applique indépendamment sur la réflectivité atténuée horizontale et verticale, on ne considère plus dans la suite que la réflectivité atténuée horizontale, de plus, par souci de lisibilité, on n'écrira plus le H ($Z_{aH} \mapsto Z_a$).

L'objectif est ensuite d'estimer l'atténuation. Pour cela, la méthode la plus simple consiste à considérer que l'atténuation s'écrit comme (*Marzoug et Amayenc, 1991, 1994*) :

$$A(r) = \epsilon Z(r)^\zeta \quad (2.10)$$

où ϵ et ζ sont deux constantes. Cette méthode n'est valable que dans le cas où l'atténuation est essentiellement liée à la pluie. On peut donc remplacer l'atténuation dans l'équation 2.9 par cette expression et résoudre l'équation différentielle pour obtenir l'expression de la réflectivité (Z) en fonction de la réflectivité atténuée (Z_a) (voir l'algorithme kZ dans *Marzoug et Amayenc (1991)* pour plus de détails). Malheureusement, cette méthode présente l'inconvénient majeur d'être instable. En effet, si le paramètre α n'est pas constant le long du trajet du faisceau radar alors on va commettre une erreur sur l'estimation de la réflectivité qui va s'amplifier au fur et à mesure que l'on s'éloigne du radar. De plus, nous savons que, de par la forme de l'équation 2.10, α dépend forcément de la DSD et donc est très variable. Il nous faut donc trouver une autre solution pour exprimer l'atténuation.

Comme on l'a expliqué dans la section 2.1, si on a une relation de la forme $X = aY^b$ et que la DSD est sous une forme exponentielle quelconque alors a est proportionnel à $N_0^{(1-b)}$ (ou $N_0^{*(1-b)}$). En conséquence, il est apparu opportun de chercher à exprimer des relations entre les paramètres radars et l'atténuation sous cette forme. Et il a été montré (voir *Testud et al., 2000*) que l'on peut écrire l'atténuation A , la phase différentielle spécifique K_{DP} et le taux de pluie R en fonction de N_0^* sous la forme :

$$\begin{aligned} A &= a[N_0^*]^{1-b} Z^b \\ R &= c[N_0^*]^{1-d} A^d \\ K_{DP} &= \alpha[N_0^*]^{1-\beta} A^\beta \end{aligned} \quad (2.11)$$

où a , b , α , β , c et d sont des constantes empiriques. La dernière relation est apparue particulièrement intéressante puisqu'il a été montré que pour les radars bande X et bande C le paramètre β est très proche de 1. Ainsi, on peut écrire :

$$A(r) = \gamma K_{DP}(r) \quad (2.12)$$

Cependant, on ne peut pas se servir directement de cette équation pour estimer l'atténuation car l'évaluation de K_{DP} est souvent entachée d'une importante erreur de mesure. *Marzoug et Amayenc* (1994), *Testud et al.* (2000) ont proposé une autre forme pour l'atténuation qui combine les équations 2.11 et 2.9 et qui s'écrit :

$$A(r) = A(r_0) \frac{Z_a^b(r)}{Z_a^b(r_0) + A(r_0)I(r, r_0)} \quad (2.13)$$

où $I(r, r_0)$ est une fonction proportionnelle à la réflectivité atténuée intégrée entre deux distances arbitraires r et r_0 (distance de référence) :

$$I(r, r_0) = 0,46b \int_r^{r_0} Z_a^b(s) ds$$

On remarque que dans l'équation 2.13 $A(r)$ ne dépend pas de a (ou de N_0^*) et donc pas de la DSD. De plus cette forme a aussi l'énorme avantage de ne pas dépendre de la calibration du radar puisque l'équation 2.13 ne change pas quand on multiplie Z_a par un facteur.

Il nous reste donc à connaître la valeur de l'atténuation en r_0 (c'est-à-dire $A(r_0)$). Pour cela, on intègre l'équation 2.12 entre deux distances arbitraires r_1 et r_0 et on utilise l'équation 2.9 :

$$\begin{aligned} \int_{r_1}^{r_0} A(s) ds &= \gamma \int_{r_1}^{r_0} K_{DP}(s) ds \\ &= (\gamma/2)[\Phi_{DP}(r_0) - \Phi_{DP}(r_1)] - (\gamma/2)[\delta(r_0) - \delta(r_1)] \end{aligned} \quad (2.14)$$

On propose à présent pour simplifier de considérer que les bornes r_1 et r_0 sont telles que $\delta(r_0) - \delta(r_1)$ est négligeable devant $\Phi_{DP}(r_0) - \Phi_{DP}(r_1)$. En pratique, comme on peut choisir librement les bornes r_1 et r_0 , il est généralement possible de trouver un intervalle pour lequel cette hypothèse est vérifiée (*Testud et al.*, 2000). L'équation 2.14 devient donc :

$$\begin{aligned} \int_{r_1}^{r_0} A(s) ds &= \int_{r_1}^{r_0} A(r_0) \frac{Z_a^b(s)}{Z_a^b(r_0) + A(r_0)I(s, r_0)} ds \\ &= A(r_0) \int_{r_1}^{r_0} \frac{Z_a^b(s)}{Z_a^b(r_0) + A(r_0)0,46b \int_r^{r_0} Z_a^b(s') ds'} ds \end{aligned} \quad (2.15)$$

Il est à présent possible d'intégrer le membre de droite. Pour cela, on définit une fonction $f(r)$ telle que :

$$f(r) = Z_a^b(r_0) + A(r_0)0,46b \int_r^{r_0} Z_a^b(s') ds' \quad (2.16)$$

et on remarque que l'équation 2.15 s'écrit simplement en fonction de cette relation :

$$\begin{aligned}
 \int_{r_1}^{r_0} A(s)ds &= -\frac{1}{0,46b} \int_{r_1}^{r_0} \frac{df(s)}{f(s)} ds \\
 &= -\frac{1}{0,2b} [\log_{10} f(r)]_{r_1}^{r_0} \\
 &= -\frac{1}{0,2b} \left(\frac{Z_a^b(r_0)}{Z_a^b(r_0) + A(r_0)0,46b \int_{r_1}^{r_0} Z_a^b ds} \right)
 \end{aligned} \tag{2.17}$$

En combinant l'équation précédente et l'équation 2.14, on peut obtenir une expression de A en r_0 :

$$A(r_0) = \frac{Z_a^b(r_0)}{I(r_1, r_0)} (10^{0,1b\gamma\Delta\Phi} - 1) \tag{2.18}$$

où $\Delta\Phi = \Phi_{DP}(r_0) - \Phi_{DP}(r_1)$. Il est donc possible de donner une forme analytique de A(r) en remplaçant $A(r_0)$ dans l'équation 2.13 :

$$A(r) = \frac{Z_a^b(r)}{I(r_1, r_0) + (10^{0,1b\gamma\Delta\Phi} - 1)I(r, r_0)} (10^{0,1b\gamma\Delta\Phi} - 1) \tag{2.19}$$

Cette équation permet donc d'utiliser Φ_{DP} pour contraindre la mesure de l'atténuation (la valeur de γ en bande X a été estimée à $3,2 \cdot 10^{-1}$ par *Testud et al.* (2000) en utilisant un modèle de rétrodiffusion). La première étape de l'algorithme est terminée.

La deuxième étape consiste à trouver un moyen pour déterminer N_0^* . En effet, en connaissant N_0^* , on pourra établir un lien entre la réflectivité corrigée de l'atténuation et le taux de pluie qui tiendra compte de la DSD. Pour déterminer N_0^* on cherche à exprimer Z en r_0 . Pour cela, on calcule la primitive (F) de l'équation 2.13 en fonction de r :

$$\begin{aligned}
 F(A(r)) &= F \left(A(r_0) \frac{Z_a^b(r)}{Z_a^b(r_0) + A(r_0)I(r, r_0)} \right) \\
 &= F \left(A(r_0) \frac{Z_a^b(r)}{Z_a^b(r_0) + A(r_0)0,46b \int_{r_1}^r Z_a^b(s)ds} \right)
 \end{aligned} \tag{2.20}$$

et on remarque que le numérateur est égal à la dérivée du dénominateur :

$$A(r_0)0,46bZ_a^b(r) = \frac{d}{dr} (Z_a^b(r_0) + A(r_0)0,46b \int_{r_1}^r Z_a^b(s)ds) \tag{2.21}$$

Donc, on peut réécrire l'équation 2.20 :

$$F(A(r)) = \frac{\ln(Z_a^b(r_0) + A(r_0)0,46b \int_{r_1}^r Z_a^b(s)ds)}{0,46b} \tag{2.22}$$

En utilisant ce résultat et en choisissant r_1 comme la distance à partir de laquelle le faisceau radar rencontre la première pluie et donc commence à être atténué, on peut expliciter l'équation 2.9 sous la forme :

$$\begin{aligned}
 Z &= Z_a * 10^{0,2 \int_{r_1}^{r_0} A(s) ds} \\
 &= Z_a * 10^{\frac{0,2}{0,46b} \ln \left(\frac{Z_a^b(r_0) + A(r_0) 0,46b \int_{r_1}^{r_0} Z_a^b(s) ds}{Z_a^b(r_0)} \right)} \\
 &= Z_a(r_0) \left(1 + A(r_0) \frac{I(r_1, r_0)}{Z_a(r_0)} \right)^{1/b}
 \end{aligned} \tag{2.23}$$

Comme l'atténuation s'exprime comme :

$$A = a(N_0^*)^{1-b} Z^b \tag{2.24}$$

il est possible de déterminer N_0^* :

$$\begin{aligned}
 N_0^* &= \left(\frac{1}{a} \frac{A(r_0)}{Z_a(r_0)^b + A(r_0) I(r_1, r_0)} \right)^{1/(1-b)} \\
 &= \left(\frac{1}{a} \frac{(1 - 10^{-0,1b\gamma\Delta\Phi})}{I(r_1, r_0)} \right)^{1/(1-b)}
 \end{aligned} \tag{2.25}$$

Il faut noter que le paramètre N_0^* est lui sensible à la calibration de Z . De plus on s'aperçoit que N_0^* est considéré comme constant entre r_1 et r_0 . En pratique *Testud et al.* (2000) a montré que cette hypothèse peut être en général faite pour des distances inférieures à 50 km. Nous possédons maintenant l'ensemble des paramètres permettant de restituer la pluie en utilisant une relation de la forme :

$$R = a(N_0^*)^{1-b} Z^b \tag{2.26}$$

Les paramètres a et b peuvent être déterminés empiriquement et ne dépendent pas de la DSD (seul N_0^* dépend de la DSD).

En résumé, l'algorithme ZPHI est donc constitué de deux parties : la première permet de déterminer l'atténuation et donc de corriger la valeur de la réflectivité mesurée par le radar. La deuxième étape explicite N_0^* ce qui permet de restituer la pluie en tenant compte de la DSD. Ainsi, on obtient bien une relation qui combine les avantages de la méthode traditionnelle (relation de type Z-R) et de la méthode polarimétrique puisqu'elle tient compte de la DSD (par l'intermédiaire de N_0^*).

Il faut noter que l'algorithme ZPHI est également capable de corriger de l'effet du décalage de phase de rétrodiffusion (δ) mais nous n'explicitons pas les calculs ici. Néanmoins, ces calculs et de nombreux détails complémentaires sur l'algorithme ZPHI peuvent être trouvés dans *Testud et al.* (2000) et *Le Bouar et al.* (2001).

Evidemment cet algorithme n'est pas parfait dans le sens où il nécessite de faire plusieurs hypothèses fortes. La plus importante pourrait être liée à l'invariance locale du paramètre N_0^* . Notamment, on voit sur la figure 6 de *Testud et al.* (2000) que la valeur de ce paramètre présente des sauts importants dans certaines régions (à l'interface entre les zones stratiformes et convectives par exemple). Une autre difficulté est liée à l'influence de la calibration sur la restitution du paramètre N_0^* .

Enfin, dans le cas d'atténuations très importantes, le signal rétrodiffusé peut être trop faible pour être corrigé par l'algorithme.

Enfin, l'algorithme ZPHI n'est pas utilisable quand $\Delta\Phi_{DP}$ est inférieur à 6° en raison de l'incertitude sur la mesure (*Le Bouar et al.*, 2001). Dans ce cas une simple relation Z-R peut être utilisée. Cet aspect n'est pas problématique puisque quand $\Delta\Phi_{DP}$ est faible, cela signifie que les gouttes d'eau sont petites et donc que l'impact de la DSD est plus faible (voir section 2.2.4)². Finalement, l'algorithme ZPHI présenté ci-dessus n'est utilisable que dans la phase liquide mais un nouvel algorithme ZPHI adapté à la neige est en cours de finalisation.

2.2.2 Estimation de la pluie au sol

L'algorithme ZPHI permet d'estimer la pluie 3D dans le volume d'air échantillonné par le radar. Dans cette partie, on explique comment sont converties ces données en pluie au sol.

Tout d'abord, la pluie est projetée sur une grille cartésienne puis une interpolation horizontale est réalisée par la méthode de Cressman de manière à obtenir une résolution spatiale régulière de 1 km x 1 km. Finalement, la pluie au sol est supposée être égale à la somme pondérée de la pluie en altitude. Ce qui suppose que la pluie dans la colonne d'air va rapidement tomber au sol.

$$\bar{R} = \frac{\sum_i (1 - q_i)^{-1} R_i}{\sum_i (1 - q_i)^{-1}} \quad (2.27)$$

où q est la pondération (ou l'indice de qualité) et i un indice et s'exprime comme :

$$q = (1 - \sigma^2) - c_{pp} \quad (2.28)$$

où c_{pp} est un coefficient qui diminue la valeur de q quand un masque partiel du faisceau est supérieur à 20 % et l'annule quand le masque partiel est supérieur à 50 %. σ^2 correspond à l'erreur de mesure et dépend de l'altitude, du temps d'intégration de la pluie (dans le cas d'Hydrix ce temps est de 2,5 min), de l'algorithme utilisé pour restituer la pluie (ZPHI ou Z-R) et de la position de la mesure par rapport à la bande brillante (dans la glace ou la neige l'erreur est bien plus importante). Le traitement tient aussi compte de la propagation du rayon dans l'atmosphère (le rayon peut être courbé à cause des couches de températures différentes). Il faut bien voir que cette méthode de restitution de la pluie au sol présente de sérieuses limites : quand le faisceau est très haut par rapport au sol, rien ne dit que la pluie en altitude va arriver au sol (elle peut se réévaporer). De plus, le traitement de la mesure dans la neige est particulièrement délicat puisqu'il est entaché d'une importante erreur de mesure et qu'il est compliqué de convertir la neige en pluie au sol. Pour plus de détails sur la méthode se référer à *Le Bouar et al.* (2008).

2.2.3 Calibration

Le radar peut être calibré par deux approches. La première consiste à comparer K_{DP}/Z en fonction de Z_{DR} par rapport à un modèle de pluie (Fig. 2.2). Le décalage

2. Récemment le radar Hydrix a changé de mode opératoire et utilise à présent une relation du type $R(Z, Z_{DR})$ quand le décalage de phase est inférieur à 6°

sur l'axe y entre la courbe théorique et la courbe empirique permet de connaître la correction de calibration à appliquer. La deuxième méthode consiste à comparer le N_0^* calculé par la méthode ZPHI avec celui calculé par un disdromètre. Quand cela est possible les deux méthodes sont utilisées en parallèle pour optimiser la calibration du radar.

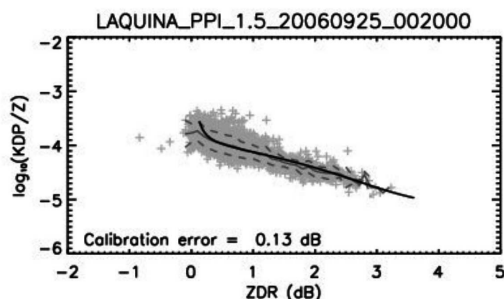


FIGURE 2.2 : Nuage de points de $\log_{10}(K_{DP}/Z)$ en fonction de Z_{DR} après application de l'algorithme ZPHI. La courbe grise représente la moyenne des points tandis que la courbe noire représente le modèle de pluie (d'après *Le Bouar et al. (2008)*)

2.2.4 Illustration d'application de l'algorithme ZPHI

Le Bouar et al. (2001) ont comparé l'algorithme ZPHI avec la relation classique Z-R dans le cas d'un radar bande C pour des précipitations convectives (Fig. 2.3). Cette figure montre que la correction de l'atténuation devient importante au-delà de 50 km. On voit que le décalage de phase différentielle augmente fortement quand il rencontre des zones de pluie ce qui signifie que les gouttes sont très aplaties et donc très grosses. On voit également que la sous-estimation de la pluie et en particulier des extrêmes est considérable quand on ne tient pas compte de l'atténuation et quand on utilise une simple relation Z-R. Cette différence est nettement moins problématique dans le cas de précipitations stratiformes (voir figure 3 de *Le Bouar et al. (2001)*). Pour autant, cette illustration montre bien que l'algorithme ZPHI améliore considérablement l'estimation de la pluie par radar dans le cas d'événements convectifs.

2.3 Mesure de la vitesse Doppler

Il nous reste à présenter le principe de la mesure de la vitesse radiale par radar. Cette vitesse radiale (v_r) sera exploitée pour la méthode de prévision du cycle de vie des précipitations décrite dans le chapitre 6. Le principe de la mesure de la vitesse radiale est basé sur l'utilisation de l'effet Doppler. Quand une cible se déplace avec une vitesse non perpendiculaire au faisceau radar, alors, la fréquence du signal rétrodiffusé varie. Cependant, le décalage en fréquence est très faible dans le cas des gouttes de pluie et donc difficilement mesurable. C'est pourquoi on utilise plutôt le

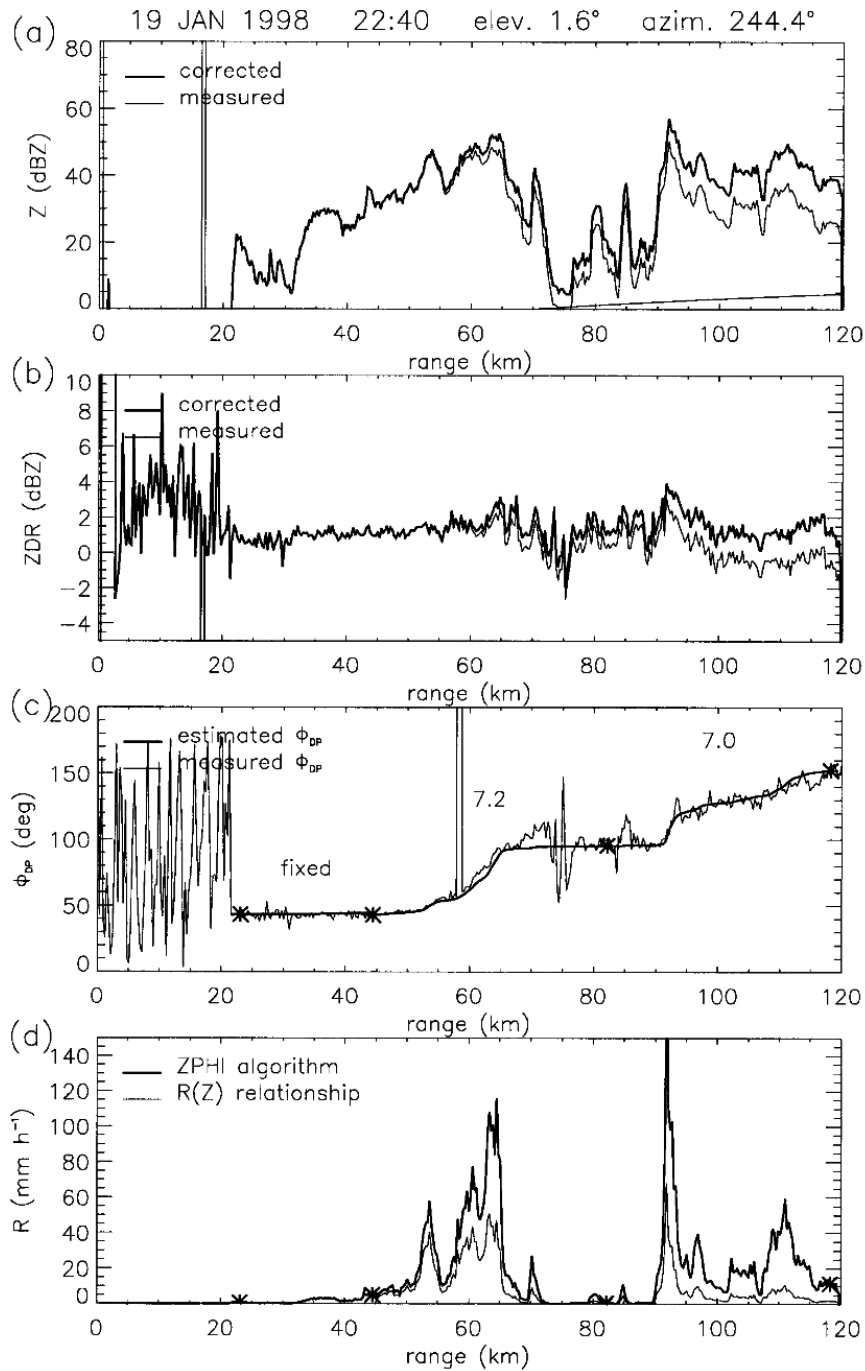


FIGURE 2.3 : Analyse des profils de paramètres mesurés par le radar dans le cas de précipitations convectives : (a) Réflectivité atténuée (Z_a) et corrigée (Z_e) par ZPHI, (b) Réflectivité différentielle atténuée (Z_{DR_a}) et corrigée (Z_{DR_e}), (c) décalage de phase différentielle (Φ_{DP}) mesuré et ajusté au modèle (les étoiles représentent les segments sur lesquels sont appliqués ZPHI (pour lesquels N_0^* est supposé constant) et les chiffres représentent la valeur du logarithme décimal de N_0^* par segment), (d) Taux de pluie restitué par ZPHI et par une relation classique (Z_a -R) (d'après *Le Bouar et al. (2001)*).

décalage de phase ($\delta\Phi$) entre 2 impulsions successives. La phase d'une onde s'écrit :

$$\Phi = \Phi_0 + 2\pi \left(\frac{2r}{\lambda} \right) \quad (2.29)$$

où Φ_0 est la phase à l'origine, r la distance de la cible et λ la longueur d'onde du radar. Si la cible bouge le long de la radiale, alors, la différence de phase est :

$$\frac{d\Phi}{dt} = \frac{4\pi}{\lambda} \frac{dr}{dt} = \frac{4\pi}{\lambda} v_r \quad (2.30)$$

où dt est l'intervalle de temps entre deux impulsions radars. Nous observons cependant que l'utilisation du décalage de phase peut poser problème si la vitesse radiale est importante. En effet, une vitesse trop rapide peut conduire à des décalages de phase supérieurs à π . On ne peut donc connaître avec certitude que des vitesses comprises entre $-\frac{\lambda}{4\Delta t}$ et $+\frac{\lambda}{4\Delta t}$. La vitesse $v_{rmax} = \frac{\lambda}{4\Delta t}$ se nomme la vitesse ambiguë. Dans le cas où la vitesse radiale est plus grande que la vitesse ambiguë, alors on obtient un repliement de la vitesse. Ce repliement consiste à ajouter ou à soustraire un multiple de $2v_{rmax}$ à la vitesse radiale réelle. Pour augmenter la vitesse ambiguë il faut diminuer le temps entre 2 impulsions radar ou augmenter la fréquence d'impulsion que l'on appelle PRF (Pulse Repetition Frequency) (étonnamment nous reparlerons de cette PRF dans le chapitre sur les propriétés d'échelle de la pluie (chapitre 4)). Il est possible d'exprimer la vitesse ambiguë en fonction de la PRF sous la forme :

$$v_{rmax} = \pm PRF \frac{\lambda}{4} \quad (2.31)$$

Pour le radar Hydrix la vitesse ambiguë est de 4, 8 m/s ou 24 m/s (suivant le mode simple ou double PRF utilisé).

2.4 Caractéristiques techniques

Le radar Hydrix est un radar en bande X (~ 10 GHz), polarimétrique et Doppler. Il a été développé à l'origine par le CETP (Centre d'Études des Environnements Terrestre et Planétaires) puis par la société Novimet qui en assure aujourd'hui le fonctionnement. Il est situé depuis 2007 sur le mont Vial (1550 m, $7^\circ 09'09,7''$ E, $43^\circ 53'39,8''$ N) au nord de la ville de Nice (Fig. 2.4). Celui-ci ne possède pas de radôme afin d'éviter la formation d'une pellicule d'eau qui atténue le signal (*Gorgucci et al.*, 2013).

La mesure par radar en zone montagneuse est une gageure. Tout d'abord, il est difficile d'installer des radars en bande S ou, dans une moindre mesure, en bande C en raison de leur encombrement qui nécessite une infrastructure imposante. L'utilisation de la bande X permet d'avoir un radar de taille réduite (antenne de 1,5 m) et de poids faible (~ 350 kg) qui est nettement plus adapté à l'environnement difficile. La mesure en zone montagneuse est également un défi technologique puisqu'elle demande de traiter des problèmes tels que les échos fixes (quand le signal radar rencontre le sol) (voir *Georgis et al.*, 2000) ou le masque des montagnes qui oblige à utiliser des hautes élévations pour estimer la pluie au sol. Ainsi, il existe de nombreux traitements à appliquer pour prendre en compte ce problème. Parmi les solutions mises en œuvre, le radar Hydrix traite les échos de sol grâce à la polarimétrie. De plus, l'utilisation

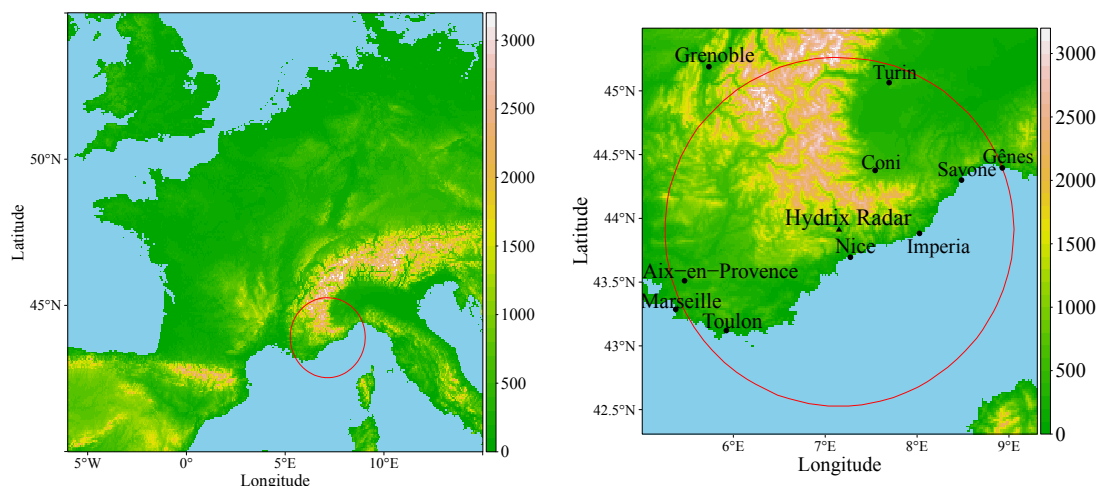


FIGURE 2.4 : Position et couverture du radar Hydrix.

des hautes fréquences est également un avantage puisque cela permet d'améliorer le contraste entre les cibles météorologiques et les échos de sol en $1/\lambda^4$ (où λ est la longueur d'onde) (voir par exemple la figure 2.5). Enfin, le radar Hydrix utilise une antenne décentrée qui permet de réduire les lobes secondaires vers le bas et donc d'améliorer encore le contraste entre les cibles météorologiques et les échos fixes.

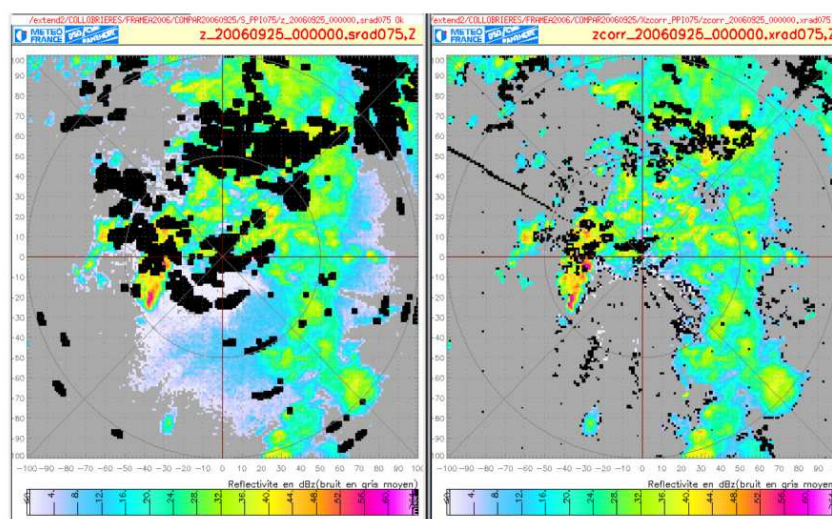


FIGURE 2.5 : Réflectivité à l'élévation $0,75^\circ$ en utilisant (a) un radar bande S du réseau de Météo France et (b) le radar Hydrix (bande X). Les zones noires correspondent aux échos de sol (d'après (Testud et al., 2007)).

Dans la suite, sont résumées les principales caractéristiques techniques de l'instrument :

- Fréquence : 9375 MHz
- Longueur d'onde : 3,2 cm
- Oscillateur : Magnétron
- Puissance maximale : 35 kW

- Diamètre de l'antenne : 1,5 m
- Gain de l'antenne : 41 dBZ
- Largeur du faisceau : 1,5 °
- Niveau des lobes secondaires : ≤ 30 dBZ
- Durée des pulses : 500 – 2000 ns
- PRF (fréquence d'émission des pulses) : 1000 – 500 Hz
- Intervalle de temps entre 2 pulses : 1 – 2 ms
- Distance ambiguë : 150 – 300 km
- Vitesse ambiguë : $\pm 4, 8$ ou 24 m/s
- Sensibilité à 100 km : 0-5,2 dBZ
- Polarisation : Verticale et Horizontale
- Vitesse de rotation maximale : 3,33 rpm
- Zone aveugle : 75 – 300 m
- Résolution du Radar : 75 – 300 m
- Vitesse de scan du radar : 14 degrés/s (à l'azimut)
- Algorithme de traitement : ZPHI

Le cycle d'exploration volumique du radar dure 15 min et est décrit dans le tableau 2.1.

| | -1 ° | 0,4 ° | 1,2 ° | 2,4 ° | 4 ° | 6,5 ° | 10 ° | 17 ° | 30 ° | 60 ° |
|----------|------|-------|-------|-------|-----|-------|------|------|------|------|
| 0 min | x | x | x | x | x | | | | | |
| 2,5 min | x | x | x | x | x | | | | | |
| 5 min | x | x | x | x | x | | | | | |
| 7,5 min | x | x | | | | x | x | | | |
| 10 min | x | x | x | x | x | | | | | |
| 12,5 min | x | x | | | | | | x | x | x |

TABLE 2.1 : Cycle de mesure du RADAR Hydrix (angle d'élévation en fonction du temps)

Seuls les sous-cycles de basses élévations à 0, 5 et 10 minutes sont utilisés pour la mesure hydrologique. Ainsi, la mesure possède une résolution temporelle de 5 minutes. Evidemment, toutes les élévations ne peuvent pas être utilisées dans toutes les directions à cause de zone masquée par le relief (Fig. 2.6). Ceci implique sur la région d'étude considérée que la pluie est mesurée beaucoup plus haut en moyenne sur l'est de la région couverte par le radar Hydrix que sur l'ouest et le sud.

2.5 Evaluation de la mesure radar

La base de données constituée par le radar Hydrix s'étend presque sans interruption de 2009 à aujourd'hui. Elle possède une résolution temporelle de 5 minutes et une résolution spatiale de 1 km². Cette base de données semble donc prometteuse pour étudier les précipitations dans la région des Alpes-Maritimes.

Toutefois, avant de pouvoir utiliser les données du radar Hydrix il est nécessaire de les valider. Pour cela, plusieurs questions se posent : l'atténuation que l'on sait

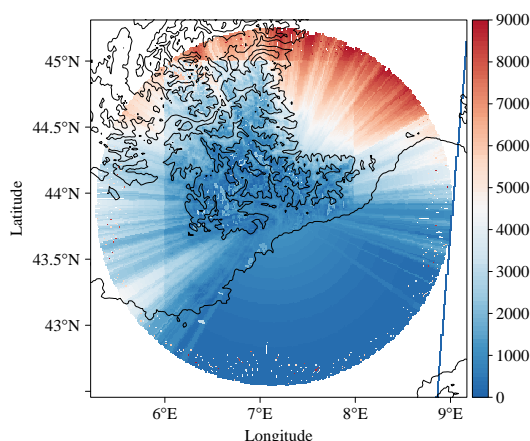


FIGURE 2.6 : Elevation minimale du faisceau radar par rapport au sol (issu d'une simulation de E. Moreau)

forte en bande X, est-elle totalement corrigée avec l'algorithme ZPHI ? Observe-t-on une diminution du signal avec la distance ? L'élévation du faisceau qui passe parfois au-dessus de la bande brillante permet-elle d'avoir une mesure fiable au sol ? Le relief tourmenté de la région pose-t-il problème de par les masques partiels ou échos de sol ? Peut-on estimer une erreur de mesure et est-elle sujette à des variations spatiales et temporelles ? Une réponse simple à ces questions n'est pas chose aisée. En effet, le produit de pluie au sol que nous utiliserons a fait l'objet de nombreuses transformations comme expliqué précédemment : conversion de la réflectivité en taux de pluie et extrapolation de la colonne de précipitations en pluie au sol. Néanmoins, il est tout à fait possible d'évaluer le produit final de façon statistique comme nous le montrons dans la suite.

L'évaluation du produit fourni par le radar Hydrix a déjà fait l'objet de comparaisons rigoureuses avec d'autres radars (*Diss et al.*, 2009) et des pluviomètres (*Moreau et al.*, 2009). De plus, la société Novimet qui exploite le radar effectue régulièrement des comparaisons avec des pluviomètres et disdromètres pour s'assurer de la qualité des mesures. Nous avons cependant, dans le cadre de cette étude, cherché à obtenir une information spatiale et temporelle de l'erreur et, notamment, à déterminer précisément les régions et périodes utilisables pour l'analyse de données. Il est ainsi important de connaître la distance au-delà de laquelle l'estimation de la pluie n'est plus assez bonne. Pour évaluer cette qualité du produit radar, nous avons utilisé les réseaux pluviométriques français et italien situés jusqu'à 150 km autour d'Hydrix et fournissant des mesures avec une résolution journalière (l'emplacement des pluviomètres est représenté en figure 2.7).

La comparaison de la mesure radar avec les pluviomètres, bien que courante, peut être délicate notamment par le mode opératoire différent entre les deux instruments et les questions de représentativité. En ce qui concerne le mode opératoire, le radar échantillonne une colonne d'air et restitue la pluie au sol tandis que le pluviomètre mesure effectivement la pluie qui tombe au sol ce qui montre que, même s'ils étaient parfaits, un radar et un pluviomètre ne donneraient pas les mêmes résultats. Concernant la représentativité, le radar mesure la pluie pour des volumes d'au moins 1 km³ tandis que le pluviomètre couvre une surface de tout au plus de quelques dizaines

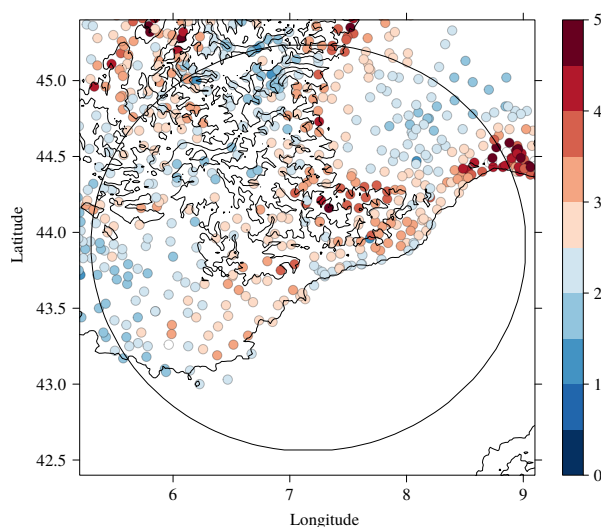


FIGURE 2.7 : Emplacement des pluviomètres et zone couverte par le radar Hydrix. Les couleurs représentent le cumul journalier moyen (mm/j) entre 2009-2012. Les pluviomètres proviennent du réseau de Météo France et des réseaux italiens de l'Arpa Piemonte et l'Arpa Liguria

de centimètres carrés. En conséquence, la comparaison des deux instruments n'est pas aussi triviale qu'il y paraît (voir *Jaffrain et al.*, 2011; *Pedersen et al.*, 2010). Des méthodes prometteuses montrent un potentiel pour prendre en compte ces différences d'échelles (voir par exemple *Moreau et al.* (2009), *Verrier et al.* (2013)). Toutefois, pour l'instant, de telles méthodes ne sont pas encore opérationnelles. Il a donc été nécessaire de se résoudre à comparer directement les pixels radar et les pluviomètres. Nous avons sélectionné le pixel radar le plus proche de chaque pluviomètre puis nous avons calculé les différents paramètres décrit ci-dessous afin de tester la qualité de la mesure du radar. Il faut préciser que tous ces paramètres ont été calculés en utilisant une résolution journalière.

- **L'indice de corrélation** permet de déterminer si les mesures radar et les pluviométriques évoluent de la même façon pour un point de mesure donné. Si l'indice est proche de zéro, cela signifie que la pluie estimée par le radar n'a aucun lien avec la pluie estimée par le pluviomètre et que l'on ne peut donc pas considérer ce point dans l'étude. Au contraire une corrélation forte montre que le radar et les pluviomètres sont en bon accord. L'indice de corrélation est défini comme :

$$r^2 = \frac{\sum_{i=1}^n (P_i - \bar{P})(R_i - \bar{R})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (P_i - \bar{P})^2} \sqrt{\sum_{i=1}^n (R_i - \bar{R})^2}} \quad (2.32)$$

où P (R) est la pluie estimée par le pluviomètre (radar), \bar{P} (\bar{R}) est la pluie moyenne pour le pluviomètre (radar) et n le nombre de pluviomètres.

- **Le biais normalisé** permet de savoir si les pixels radar qui sont corrélés avec les pluviomètres ont tendance à surestimer ou sous estimer la valeur du pixel.

Il est défini comme :

$$Biais = \frac{\sum_{i=1}^n (P_i - R_i)}{\sum_{i=1}^n R_i} \quad (2.33)$$

- Enfin, pour la suite de l'analyse il est important d'avoir une idée de l'erreur de mesure c'est pourquoi on a également calculé l'erreur relative de mesure.

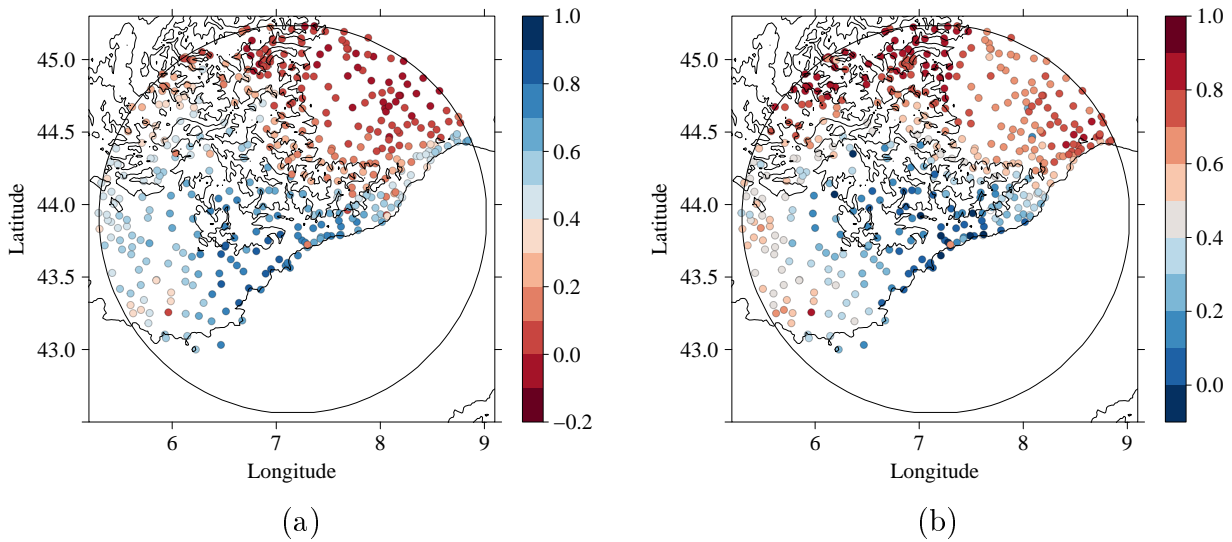


FIGURE 2.8 : (a) Indice de corrélation et (b) biais normalisé entre les pluviomètres et le radar Hydrix entre 2009-2012. Le cercle montre la zone couverte par le radar jusque 150 km

Sur la figure 2.8 (a) nous remarquons que, dans la zone située au sud-est du radar, la corrélation est très bonne (supérieure à 0,8 par endroit, le seuil de signification à 99 % étant de 0,08). De plus, l'indice de corrélation est supérieur à 0,4 dans toute la zone couvrant la Provence, la partie ouest des Alpes et sur la côte. Par contre, sur la partie est des Alpes et sur l'Italie les signaux ne sont plus corrélés significativement ce qui signifie que l'on a aucun accord entre les mesures par pluviomètre et par radar sur ces régions. Le biais est ensuite calculé (Fig. 2.8 (b)). Evidemment, la valeur du biais ne possède un sens que dans les régions où le radar et les pluviomètres sont corrélés. Nous remarquons que les régions proches du radar ne sont pas (ou très peu) biaisées ce qui est une bonne nouvelle pour la suite de l'analyse. Par contre, nous constatons que le biais augmente avec la distance au radar même dans les zones qui ont un bon indice de corrélation (c'est-à-dire sur la Provence). Cela signifie que le radar sous-estime la pluie mesurée par le pluviomètre. Ces deux figures nous montrent donc que la mesure radar rencontre deux problèmes : le premier concerne l'effet de masque par les Alpes, la pluie au sol estimée par le radar est entachée d'une erreur importante sur l'est de notre région. En particulier, nous remarquons que dès que le faisceau radar passe la crête des Alpes, l'estimation de la pluie devient très problématique. Cela révèle donc que ce problème est lié à l'altitude du faisceau par rapport au sol (voir Fig. 2.9 (a)). Sur l'est de la zone, le faisceau très haut par rapport au sol, se trouve très souvent au-dessus de la bande brillante. Concrètement,

cela signifie qu'au-dessus de la plaine du Pô on cherche à estimer la pluie au sol à partir de mesure réalisées dans la glace à plus de 7 km d'altitude (voir figure 2.6) ! Dans ces conditions, il paraît logique de n'avoir qu'une corrélation très faible avec les mesures pluviométriques réalisées au sol.

La sous-estimation avec la distance sur l'ouest de la zone est probablement dû à l'atténuation du signal le long du trajet du faisceau malgré la correction appliquée par l'algorithme ZPHI. Enfin, le biais de mesure est également lié à la largeur du faisceau ou encore à l'altitude du faisceau qui augmentent tous deux avec la distance au radar (Fig. 2.9 (b)) .

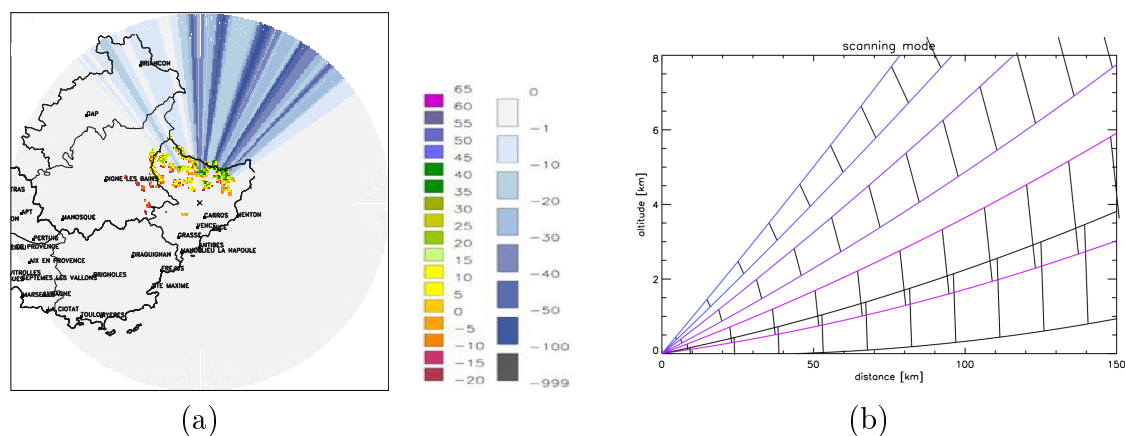


FIGURE 2.9 : (a) Visibilité du radar Hydrix à $2,4^\circ$. Le blocage partiel du faisceau est en pourcentage (échelle bleue) et l'écho de sol simulé en dBZ moyenné à la résolution 1 km^2 et (b) Altitude et largeur du faisceau en fonction de la distance au radar pour différentes élévation (0,4 ; 1,2 ; 3 ; 5) (issu de simulations effectuées par E. Moreau)

Il est nécessaire d'estimer l'erreur relative de mesure (Fig. 2.10). Pour des distances inférieures à 20 km, elle reste limitée à moins de 50 %. Elle devient importante (entre 80 et 90 %) à l'ouest du radar pour des distances supérieures à 70 km. Bien que cette erreur soit importante, il faut rappeler encore une fois que nous comparons des pluviomètres qui ont une surface de collecte de quelques centimètres par rapport à un volume radar supérieur à 1 km^3 ce qui peut expliquer en partie ces différences.

La deuxième étape de l'évaluation consiste à déterminer l'évolution de l'erreur de mesure avec la saison. On remarque sur la figure 2.11 que l'indice de corrélation évolue durant l'année. Il est notamment très bon en début d'été (mais pas au mois d'août) avec une corrélation supérieure à 0,8 voir 0,9 sur tout l'ouest de notre région d'étude. En fin d'été et automne, il reste assez élevé (0.7) tandis qu'en hiver et au printemps il est plus faible avec des valeurs plus proches de 0,5 – 0,6 sur toute la région. Ce comportement peut être lié à l'intensité des précipitations sur la région. En effet, on sait qu'en hiver et au printemps les phénomènes précipitants sont moins intenses qu'en été et automne (voir section 3.1.2). Ainsi, en hiver, le radar pourrait manquer les pluies de faible intensité ou fournir une mauvaise estimation de la neige ce qui conduit à une moins bonne corrélation avec les pluviomètres.

Si on regarde maintenant le biais par mois (Fig. 2.12), on observe trois comportements différents. En hiver, le radar a tendance à surestimer la pluie mesurée par les pluviomètres. Au contraire, en automne, il sous-estime fortement la pluie. Enfin,

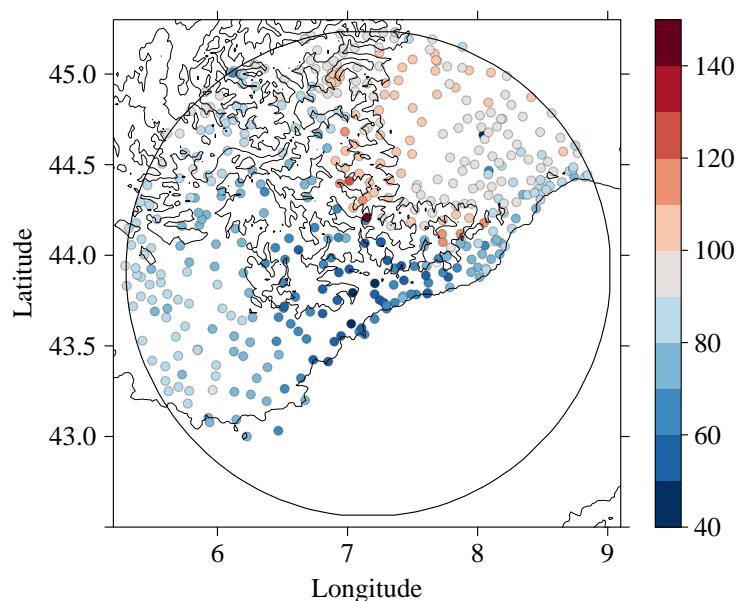


FIGURE 2.10 : Erreur relative de mesure en % entre les pluviomètres et le radar Hydrix entre 2009-2012.

en été, le signal n'est pas affecté de biais. En hiver, on trouve des précipitations de type stratiforme peu intenses mais qui durent longtemps. Il semblerait donc que le radar surestime légèrement mais continuellement la pluie ce qui a un impact sur les accumulations journalières. En automne, il apparaît un effet important de la distance sur le biais, les pluies étant intenses et nombreuses à cette période. Cela montre clairement que la sous-estimation de la pluie durant cette période est liée à une atténuation du faisceau. Le biais est peu important en été bien que des pluies intenses apparaissent durant cette période. Néanmoins, ces précipitations sont beaucoup moins nombreuses qu'en automne (voir section 3.1.2) ce qui implique que sur un mois le biais moyen est plus faible.

La dernière étape de cette évaluation consiste donc à tester la dépendance de l'erreur de mesure avec l'intensité de la pluie. Pour ne quantifier que le biais lié à l'intensité (et non l'effet du biais lié à l'atténuation) nous avons sélectionné les pluviomètres qui présentaient un biais entre 0 et 0,4. Pour cela, on a représenté le nuage de points du cumul de pluie mesuré par les pluviomètres en fonction du cumul mesuré par Hydrix (Fig. 2.13)

On remarque que le radar semble légèrement sous-estimer les précipitations pour les fortes intensités (>50 mm/j) et légèrement surestimer les précipitations de faible intensité (<1 mm/j) alors que la mesure n'est pas biaisé pour les intensités intermédiaires. Il faut noter que la variabilité autour de la droite $y = x$ est cependant importante ce qui implique un écart type assez important (voir précédemment le calcul de l'erreur de mesure). Si la sous-estimation des fortes valeurs de pluie peut être lié aux problème de calibration, atténuation, estimation de la pluie au sol, la sur-estimation des pluies faibles (ou inexistantes) peut être liée à des problèmes d'échos de ciel clair ou d'estimation de la pluie au sol à partir des mesures d'altitude. Si l'on analyse mois par mois les données, on s'aperçoit que le biais suivant l'intensité reste faible pour les intensités intermédiaires (>1 mm/j et <50 mm/j) mais que l'accord

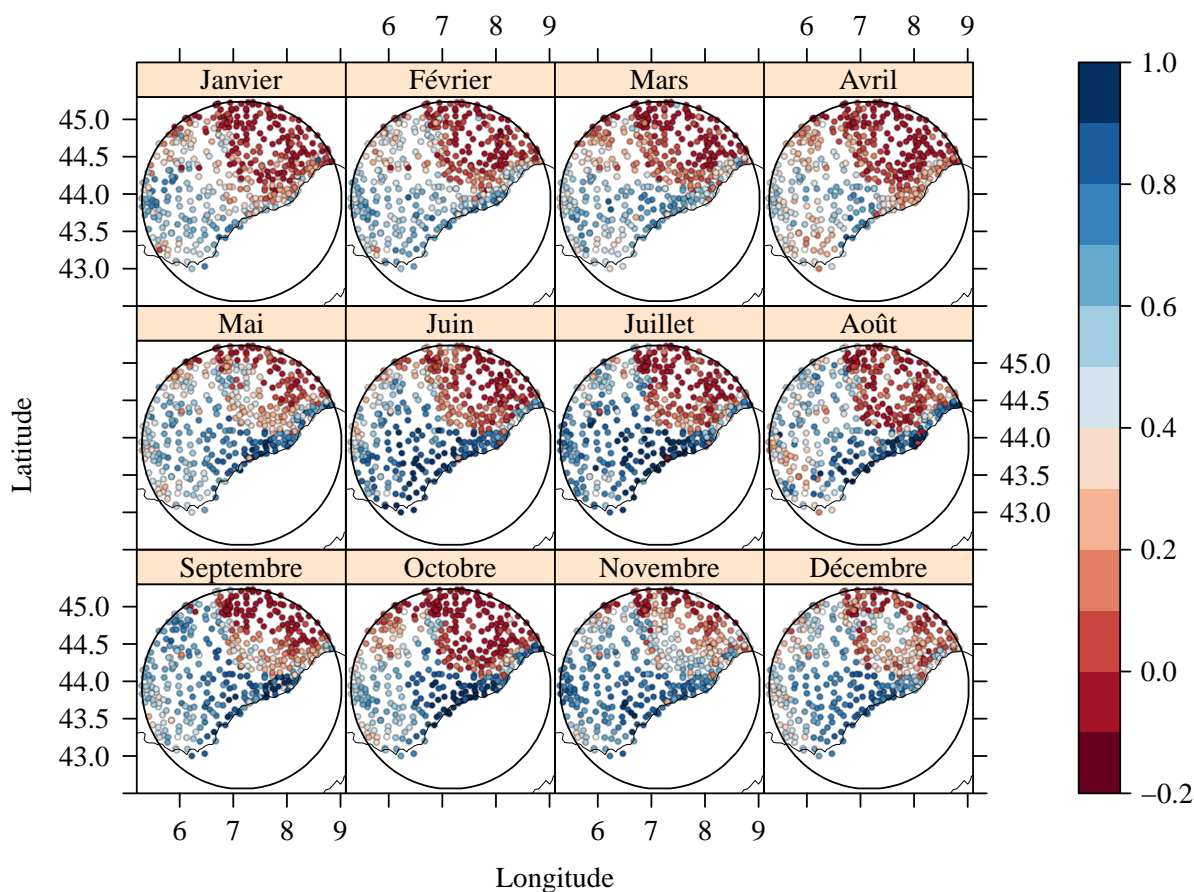


FIGURE 2.11 : Indice de corrélation entre le radar et les pluviomètres par mois

entre pluviomètres et radar semble moins bon en automne et hiver par rapport à l'été.

Il n'a malheureusement pas été possible d'estimer les erreurs de mesure sur la mer Méditerranée faute de données pluviométriques à haute résolution sur cette région. Toutefois, nous avons vu précédemment que le principal problème de mesure du radar Hydrix est lié au masque des Alpes. Ce problème n'existe pas quand le radar vise en direction de la mer Méditerranée. De plus, le faisceau radar sonde une couche très proche du sol dans cette région puisque l'élévation du faisceau radar est de -1° ce qui laisse penser que l'estimation au sol est de bonne qualité bien qu'il subsiste une atténuation avec la distance.

Cette partie nous a permis de tirer plusieurs enseignements intéressants pour la suite. Premièrement, l'est de la zone du radar (sur l'Italie) n'est pas raisonnablement utilisable en général pour réaliser les analyses qui vont suivre. En pratique les seuls événements de pluie visibles sur l'est de notre région sont les événements de type convection profonde à fort développement vertical qui apparaissent l'été sur le bord est des Alpes. Cette évaluation a également permis de voir que sur le reste de la zone on ne rate pas (ou peu) d'événements précipitants (bon indice de corréla-

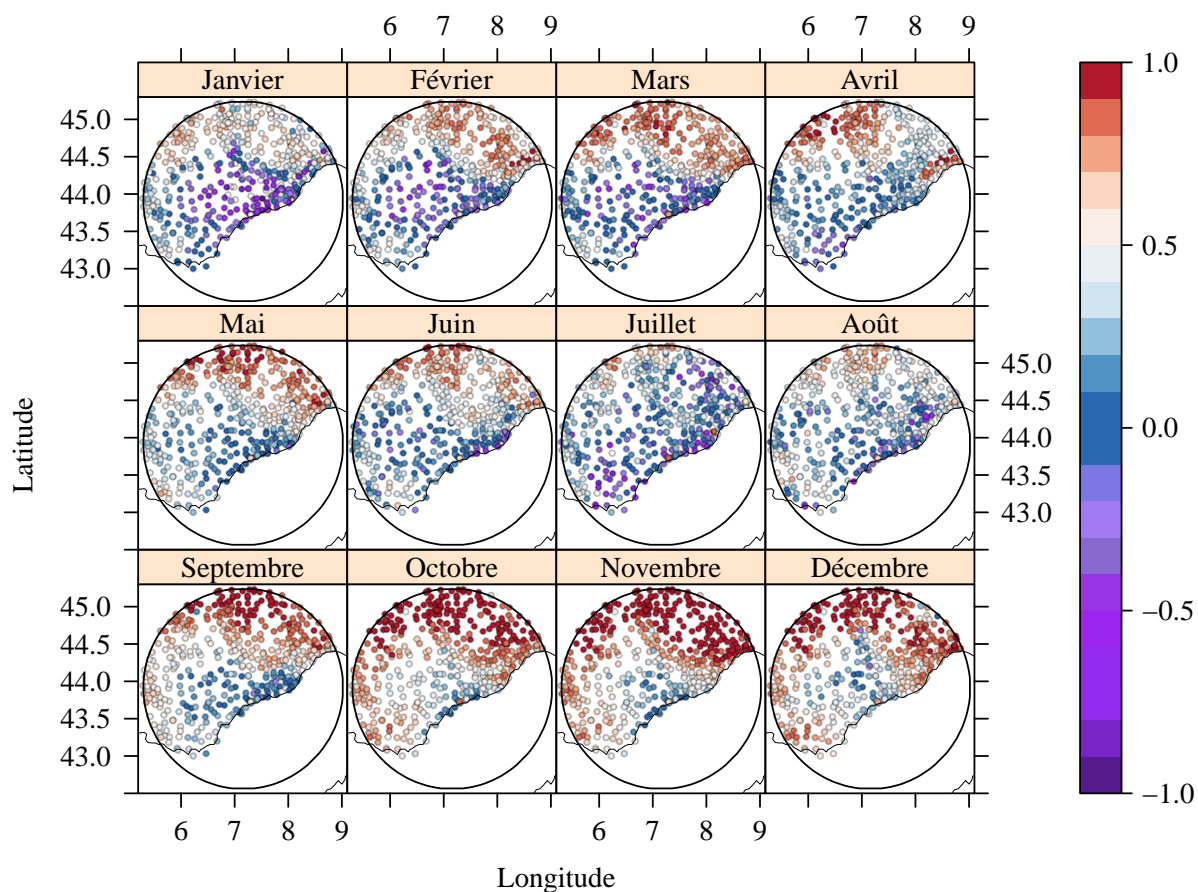


FIGURE 2.12 : Biais normalisé entre le radar et les pluviomètres par mois

tion) mais qu'à partir d'une certaine distance la qualité des mesures diminue et le radar sous-estime la pluie. On a également remarqué que, pour les régions proches du Mont Vial, la pluie estimée par le radar est en bon accord avec les pluviomètres quelle que soit l'intensité (une légère erreur est commise pour les événements très intenses ou très faibles) mais on observe néanmoins une dispersion statistique assez importante. Cette dispersion statistique implique une erreur relative de mesure souvent supérieure à 50 % sur la zone d'observation. Enfin, on a montré que l'erreur de mesure avait également une variabilité saisonnière dont il faudra tenir compte pour la suite de l'étude. **Il apparaît donc que la base de données du radar Hydrix est de bonne qualité et est exploitable pour une analyse physique malgré certaines restrictions évoquées dans cette section.**

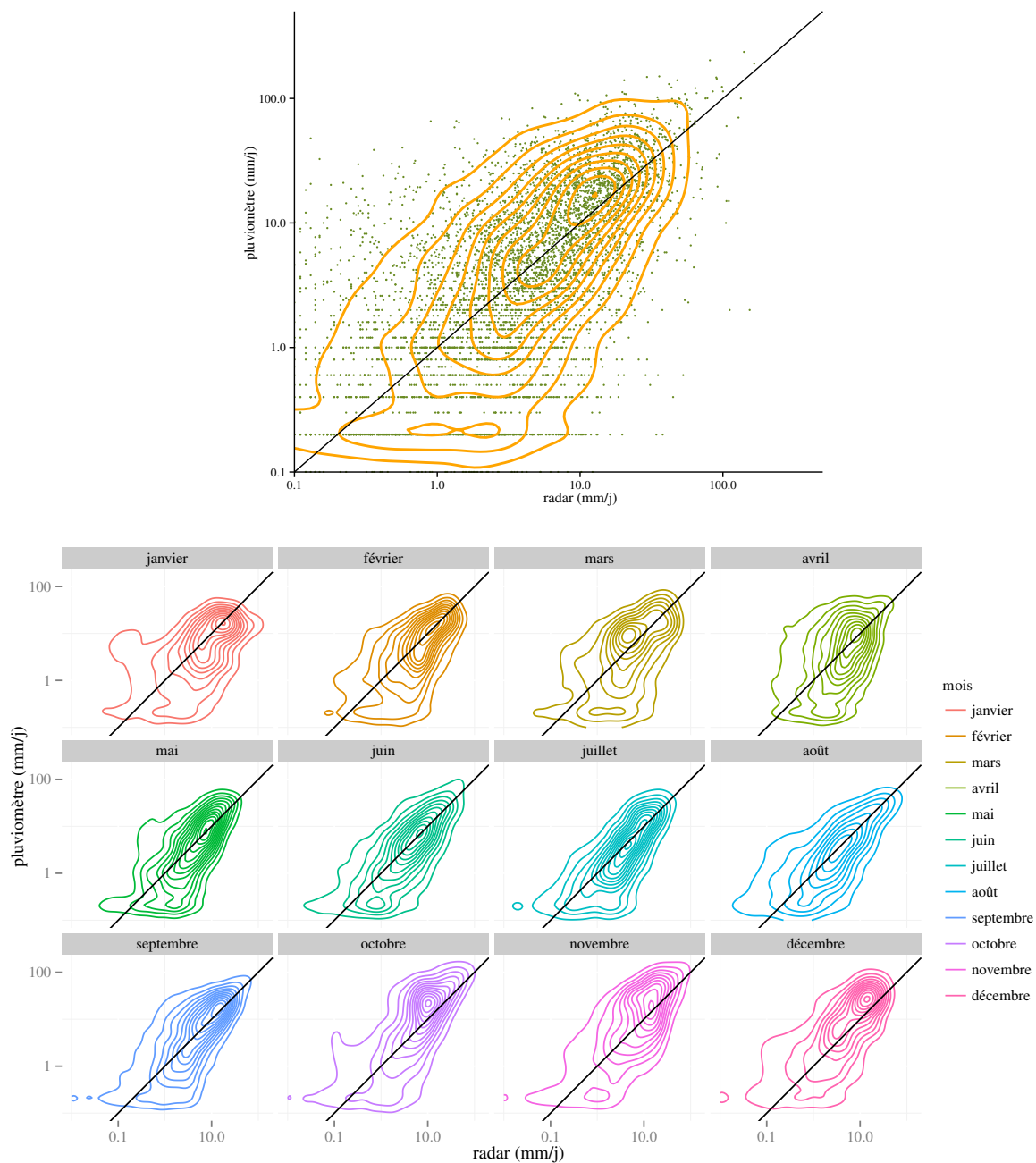


FIGURE 2.13 : Densité de point (cumul journalier) entre le radar et les pluviomètres entre 2009 et 2012 et par mois. Seuls les pluviomètres présentant un biais entre 0 et 0,4 sont retenus

2.6 Autres limitations de la mesure par radar

D'autres limitations liées à la mesure radar ont été mises en évidence dans le cadre de cette thèse :

- La région d'étude est particulièrement tourmentée ce qui crée des problèmes d'**échos fixes**. La plupart des échos fixes sont traités grâce à la polarimétrie néanmoins il reste quelques zones non traitées comme le montre la figure 2.14.

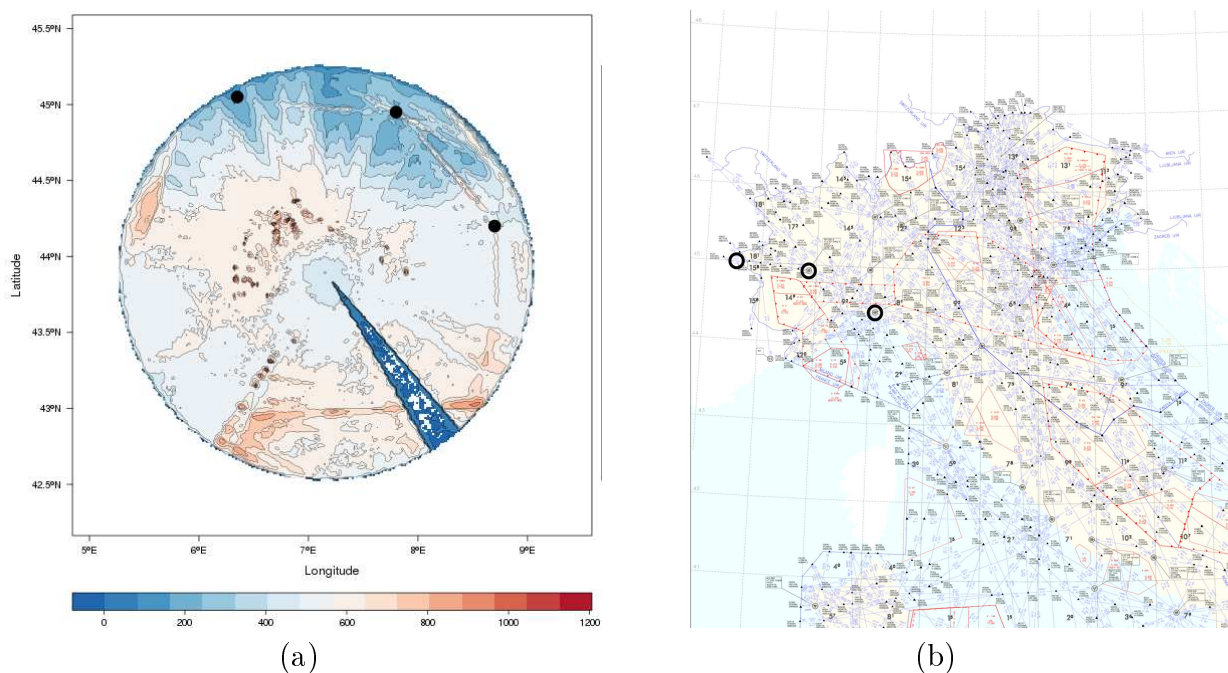


FIGURE 2.14 : (a) Nombre de jours de pluie entre 2009 et 2012 sur la région et (b) couloirs aériens italiens. Les extrémités des couloirs aériens (tirés de données fournies par l'avion civile italienne) sont symbolisé par les 2 points noirs sur la carte (a)

En particulier, on voit que, proche du radar et sur la côte, des zones d'extension très réduites présentent un nombre de jours de pluie très important. Pour traiter ce problème dans l'étude on applique un filtrage de toutes les zones de pluie inférieures à 20 km^2 (c'est-à-dire inférieures à la taille minimale d'une cellule de pluie (Orlanski, 1975)).

- La figure 2.14 (a) montre de fines bandes de signal fort situées à environ 100 kilomètres du radar sur la région du Pô. Cette distance correspond à une altitude d'environ 7-8 kilomètres (voir figure 2.6). La comparaison avec la carte des couloirs aériens (Fig. 2.14 (b)) a permis d'en expliquer l'origine. Ces traces récurrentes résultent d'échos sur les avions qui suivent toujours le même couloir avec une altitude constante pour se diriger sur l'aéroport de Gênes. Au sud, sur la mer Méditerranée, une trace similaire existe mais dans cette direction le faisceau vise principalement à élévation négative. Il semble donc probable que dans ce cas cette ligne corresponde à un couloir maritime.
- Nous avons déjà discuté de la sous-estimation avec la distance de la pluie. Un moyen de mieux estimer cet effet est de cumuler la pluie sur de longue

période (Fig. 2.15). Comme sur la mer Méditerranée le faisceau est à basse élévation, il est possible, sur cette région, de quantifier cette sous-estimation avec la distance indépendamment des problèmes d'altitude du faisceau. Celle-ci vaut environ 1500 mm à 100 km sur 4 ans de mesures (soit environ 1 mm/j). Si cet effet peut paraître considérable sur le long terme, il faut noter qu'il est indétectable sur des cartes de pluie de cumul sur 5 minutes (ou même de cumul journalier). Enfin, il n'est pas exclu que cette diminution soit en partie physique et que les précipitations moyennes diminuent avec la distance à la côte ce qui pourrait contribuer à la baisse observée du cumul de pluie sur la Méditerranée. Dans le cadre de cette thèse nous avons donc décidé au final de nous limiter à des distances inférieures à 100 kilomètres quand c'était possible pour réduire ce problème.

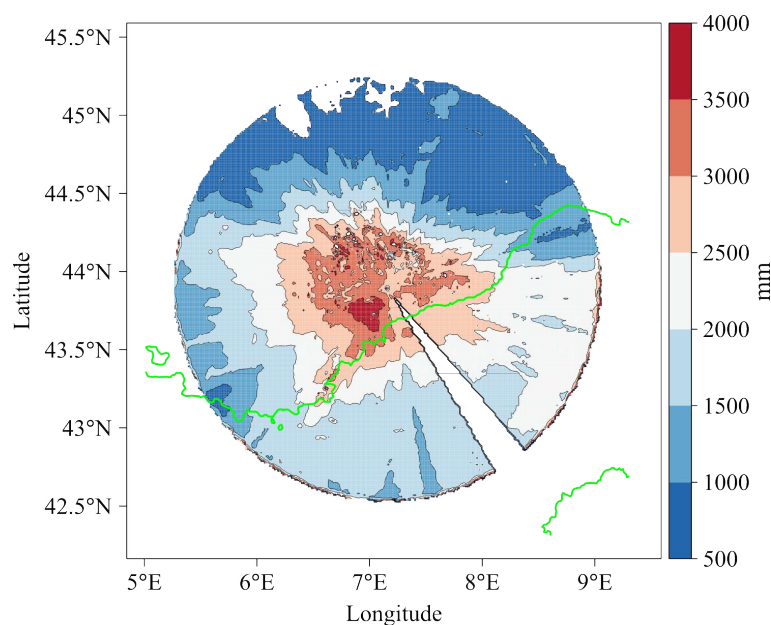


FIGURE 2.15 : Cumul de pluie entre 2009 et 2012 sur la région

- Le mode opératoire du radar peut également affecter le signal de pluie.

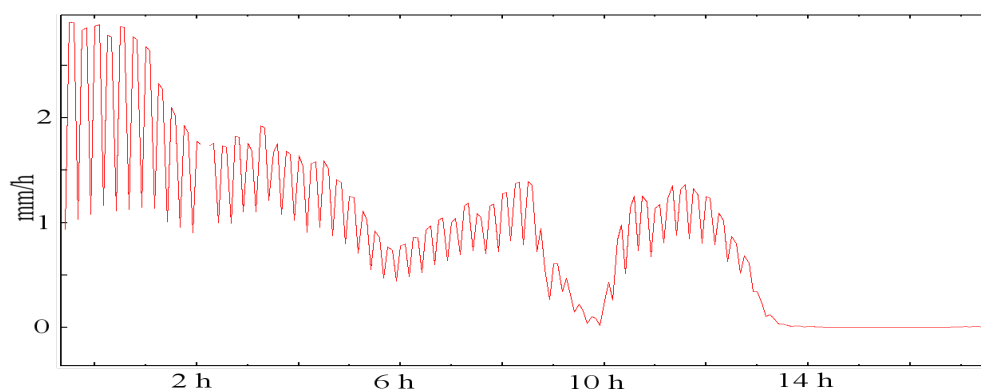


FIGURE 2.16 : Taux de pluie (mm/h) la journée du 8 janvier 2010

Ainsi, les analyses spectrales réalisées pour identifier les gammes d'invariance d'échelle (voir chapitre 4), ont mis en évidence un pic d'énergie correspondant

à la période 15 minutes. Après vérification il s'est avéré que ce pic était lié à des périodes de test pour lesquelles la PRF était doublée toutes les 15 minutes. Ce changement augmente la valeur de la pluie d'une carte radar à l'autre comme on le voit sur la figure 2.16. Heureusement ces périodes sont peu nombreuses dans la série temporelle (principalement en début d'année 2010).

- Enfin, des signaux parasites apparaissent de temps en temps sur la zone radar. Ces signaux sont faciles à traiter puisqu'ils n'affectent en général qu'un ou 2 pixels et sont donc éliminés par la méthode de filtrage mise en place.

Les problèmes décrits précédemment ont donc été partiellement traités. Cependant, il a été nécessaire de garder un œil critique sur les résultats à la lueur de cette étude de qualité afin de mener à bien le travail que l'on va maintenant présenter.

portants et en particulier à des précipitations intenses et des inondations éclairs. Le comportement de ces précipitations dans la partie centrale de cette Eurorégion, c'est-à-dire la partie est de la région Provence-Alpes-Côtes d'Azur et la partie ouest de la Ligurie et du Piémont a été relativement peu étudié en comparaison du reste de l'Eurorégion. En effet, la partie est où se trouve la région du Lago Maggiore a été récemment la cible de la campagne MAP (Mesoscale Alpine Program) (voir par exemple *Bougeault et al.*, 2001; *Tabary et Scialom*, 2001). Cette campagne a cherché à mieux comprendre l'origine et le comportement des précipitations orographiques. Quant à la partie ouest, qui couvre la région Cévennes-Vivarais, elle a été largement étudiée ces dernières années (voir *Alfieri et al.*, 2011; *Delrieu et al.*, 2005; *Kirstetter et al.*, 2010; *Marty et al.*, 2013) et profite notamment d'un tout nouveau réseau de mesure appelé H-piconet (installé en 2010). Pourtant, la région centrale de L'Eurorégion Alpes-Méditerranée est également sujette à des événements précipitants particulièrement intenses qui provoquent régulièrement des inondations. Souvent ces événements pluvieux sont très localisés dans l'espace et dans le temps. C'est pourquoi il importe d'étudier avec une fine résolution les caractéristiques spatio-temporelles de la pluie sur cette région. Globalement, l'Eurorégion Alpes-Méditerranée possède deux zones géographiques bien distinctes, le sud de la chaîne des Alpes (les Alpes-Maritimes) et le nord-ouest de la mer Méditerranée :

- Le sud des Alpes est une région qui connaît des précipitations importantes à cause à la fois de l'humidité en provenance de la mer Méditerranée toute proche et de la topographie très marquée. La chaîne de montagne agit comme une barrière au flux d'humidité qui s'élève sur les flancs de la montagne et condense. En outre, en raison de la présence de nombreux bassins versants, les précipitations intenses ont tendance à provoquer rapidement des inondations dans la région. La mesure de la pluie dans cette région des Alpes se fait principalement grâce à un réseau de pluviomètres possédant une résolution spatiale inférieure à 25 km² et une résolution temporelle de 1 heure ou 1 jour. Cependant, la connaissance précise et la compréhension des processus de pluie sur cette région demandent une résolution bien plus fine à la fois spatialement et temporellement du fait de la grande hétérogénéité de sa surface.
- Nous connaissons mal le comportement des précipitations sur la mer Méditerranée. Dans cette région, la pluie est principalement estimée par satellite ou par bouée. Les satellites possèdent une large couverture spatiale mais avec une mauvaise résolution spatiale et temporelle (typiquement 0,5° x 0,5° et 6 heures). Les bouées quant à elles permettent de mesurer directement la pluie sur la mer mais sont ponctuelles. Pourtant, il est important d'avoir une bonne couverture spatiale et temporelle des pluies sur la mer Méditerranée car les précipitations modifient la température de la surface de la mer qui elle-même influence les échanges entre la mer et l'atmosphère et donc impacte les futures précipitations. De plus, la validation des modèles nécessite d'avoir une mesure hydrologique fiable sur la mer.

C'est dans ce contexte que nous avons étudié les propriétés fines échelles des précipitations de la région. A cet effet, nous avons divisé la région en sous-régions afin de pouvoir mettre en évidence leurs différences ou similitudes. Une attention particulière a été portée aux événements de pluie extrêmes ainsi qu'aux cycles journaliers et saisonniers. Nous avons également étudié la variabilité inter-annuelle des

précipitations ainsi que leur déplacement. Enfin, nous avons comparé les propriétés mises en évidence avec celles des autres régions françaises par le biais des mesures du réseau de radars ARAMIS.

3.1 Variabilité temporelle des précipitations

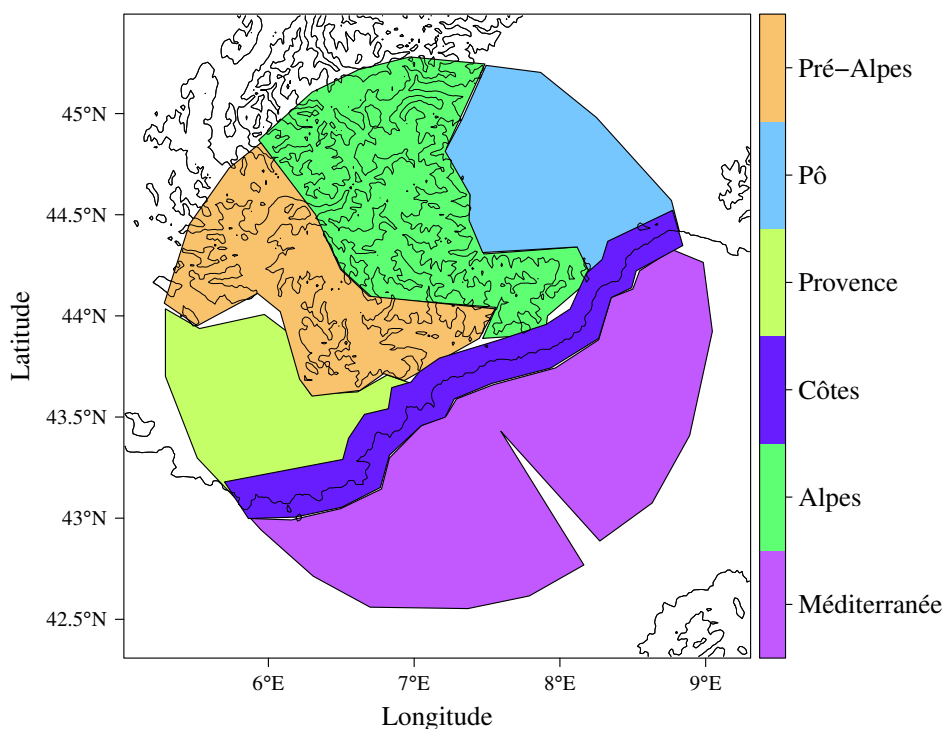


FIGURE 3.1 : Régions étudiées

Comme souligné précédemment, la topographie de la région est complexe. Dans l'analyse qui suit, la région couverte par le radar a été divisée en six sous-régions en se basant sur leurs propriétés géophysiques (Fig. 3.1). Parmi ces sous-régions on compte deux régions de plaines (Provence et Pô), les Alpes maritimes (Alpes), les Pré-Alpes, la côte entre Marseille et Gênes et la mer Méditerranée. La région Alpes correspond globalement aux altitudes supérieures à 1400 m, la région Pré-Alpes aux altitudes entre 500 et 1400 m et la Provence et le Pô correspondent aux altitudes inférieures à 500 m. Cette distinction permet notamment d'étudier par la suite l'impact de l'orographie sur les caractéristiques des précipitations. Enfin, il est important de bien noter que les résultats de ce chapitre ont été obtenus (sauf mention contraire) à partir du taux de pluie au sol issu de la mesure du radar Hydrix sur la période avril 2009 à décembre 2012 et que les mesures sur le Pô sont données à titre indicatif au regard des sérieuses restrictions identifiées dans le chapitre précédent.

3.1.1 Cycle diurne des précipitations

Il est connu que le cycle diurne des précipitations dépend principalement de paramètres météorologiques locaux tels que la température et l'humidité et des condi-

tions de surface associées (chaleur latente et sensible). Toutefois, la connaissance de la variabilité régionale ou saisonnière de ce cycle manque en particulier dans des régions d'études complexes comme celle de Nice. Ce constat est encore plus vrai sur la côte et au-dessus de la mer Méditerranée.

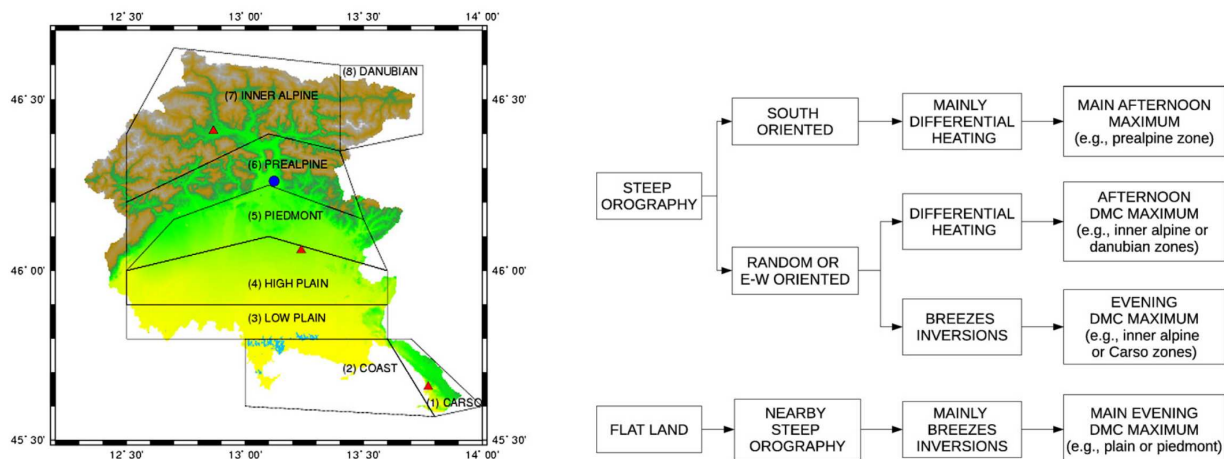


FIGURE 3.2 : Région d'étude et phénomènes responsables des événements convectifs et du cycle diurne suivant la région (d'après *Gladich et al.* (2011))

Récemment deux études de *Gladich et al.* (2011) et *Mandapaka et al.* (2012a) se sont intéressées au cycle diurne des précipitations (et des éclairs) sur des régions proches de notre région d'étude (Suisse et nord-est de l'Italie). Ces deux études montrent que le cycle diurne est très variable suivant les régions mais aussi suivant les périodes de l'année. *Mandapaka et al.* (2012a) montrent, par exemple, que l'altitude où le cycle diurne est le plus marqué dépend de la région et la saison. *Gladich et al.* (2011) expliquent (sans le démontrer) que deux mécanismes sont à l'origine des événements convectifs sur le nord-est de l'Italie et permettent d'expliquer le cycle diurne observé dans cette région (Fig. 3.2). Le premier est le processus de brise de mer qui se met en place en raison du contraste thermique entre la terre et la mer. Ce phénomène exerce un forçage dynamique sur les masses d'air ce qui peut développer la convection. Le second est lié à l'inclinaison des montagnes qui implique un plus grand apport d'énergie solaire en altitude qu'en plaine. Ce phénomène génère un processus de brise de vallée et une instabilité atmosphérique propice à la convection profonde (voir à ce sujet la section 1.4.3). Comme la configuration de la région étudiée par *Gladich et al.* (2011) est similaire à celle de notre région, des processus identiques pourraient ainsi s'y développer.

Nous avons donc représenté le cycle diurne du taux de pluie pour les différentes sous-régions étudiées en figure 3.3. La côte et la mer Méditerranée ne présentent pas de cycle diurne contrairement aux régions terrestres. Ces dernières sont caractérisées par une augmentation du taux de pluie moyen entre 10 h et 22 h TU. Le pic est atteint dans l'après-midi avec un maximum égal à trois fois la valeur moyenne observée durant la nuit et le début de la matinée. Nous remarquons que ce maximum a lieu à différentes périodes pour les différentes régions (Pré-Alpes 15 h, Provence 15 h 30, Alpes 16 h et Pô 17 h).

L'évolution saisonnière du cycle diurne est représentée sur les figures 3.4 et 3.5. On remarque qu'entre octobre et mars il n'existe pas de cycle diurne. Durant cette

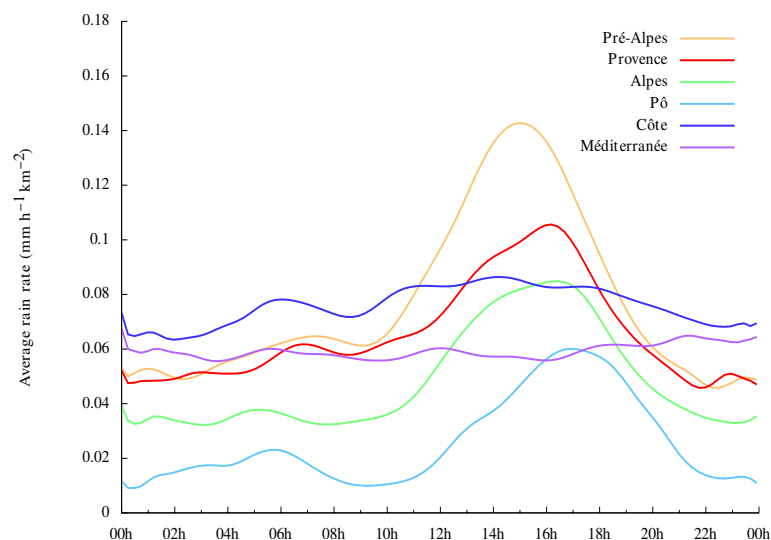


FIGURE 3.3 : Cycle diurne du taux de pluie ($mm/h/km^2$) moyenné par région entre 2009 et 2012

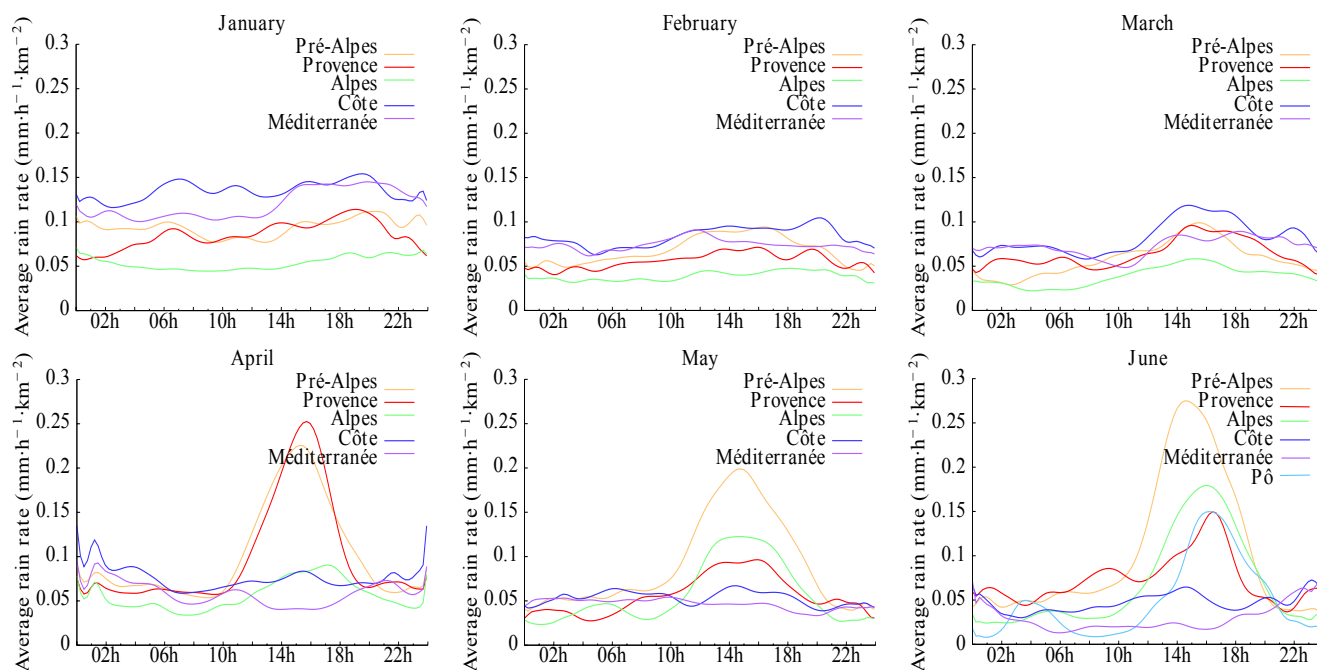


FIGURE 3.4 : Cycle diurne du taux de pluie ($mm/h/km^2$) moyenné par région et par mois (janvier à juin)

période, la pluie est maximale sur la côte et la mer Méditerranée. A partir d'avril, un cycle diurne important se met en place sur la Provence et les Pré-Alpes. Entre mai et juin, le cycle diurne se propage à toutes les régions terrestres avec un pic très marqué sur les Pré-Alpes. En juillet, bien qu'un cycle diurne existe, il est moins fort que pour les mois précédents sauf pour la région du Pô. Avec la fin de l'été le cycle diurne ainsi que le cumul de pluie redevient très faible. Globalement, le pic du taux de pluie moyen a lieu environ trois heures après l'élévation solaire maximale. Néanmoins, il peut être noté qu'en juin et juillet, l'heure du pic n'est pas la même suivant les régions. Par exemple, en Juillet, le maximum a lieu sur les Pré-Alps dès

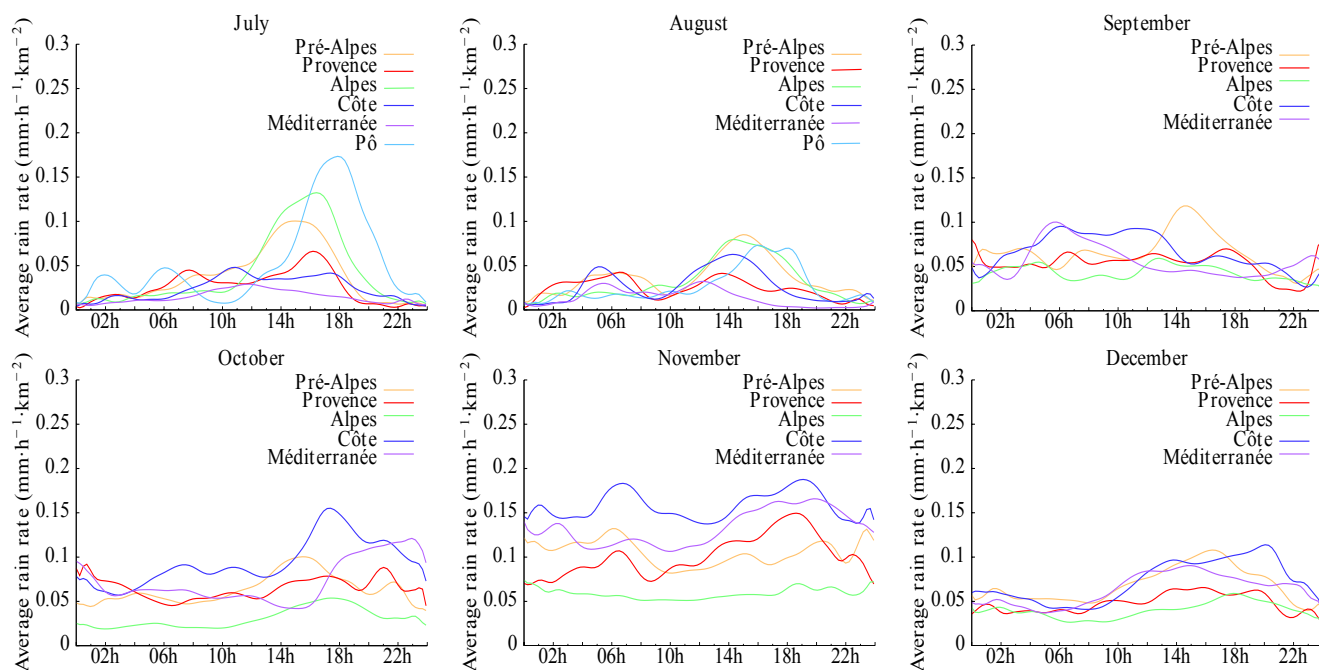


FIGURE 3.5 : Cycle diurne du taux de pluie ($mm/h/km^2$) moyenné par région et par mois (juillet à décembre)

15 h, à 15 h 30 et 16 h sur la Provence et les Alpes et même à 18 h sur le Pô.

Les caractéristiques du cycle diurne observées sur notre région peuvent être mises en parallèle avec les résultats de *Gladich et al.* (2011) (Nord-Est de l'Italie) et *Mandapaka et al.* (2012a) (Alpes Centrales). *Mandapaka et al.* (2012a) ont identifié un maximum important du cumul de pluie (0.2 mm/h) entre 10 h et 24 h pendant l'été en accord avec nos résultats. Pendant les autres saisons le cycle est quasiment plat avec une valeur moyenne d'environ 0.05 mm/h encore une fois similaire à nos résultats. Finalement, ils ont montré que le cycle diurne dans les Alpes Centrales est principalement lié au forçage local orographique. *Gladich et al.* (2011) ont trouvé une augmentation du cumul de pluie entre 9 h et 24 h en moyenne annuelle (valeur maximale de 0.25 mm/h) qui est similaire à nos résultats. Ils ont aussi mis en évidence deux pics distincts dans la journée (13 h et 21 h) que nous n'avons pas identifiés dans notre analyse.

Globalement, les résultats de cette section indiquent, qu'en hiver, la pluie n'est pas influencée par les processus diurnes tandis qu'en été le comportement des précipitations semble en partie influencé par les phénomènes de brise ou d'instabilité atmosphérique. On remarque également que ces processus se mettent très rapidement en place puisque le taux de pluie moyen augmente dès 10 h du matin et que la valeur maximale a lieu entre 3 et 5 h après l'élévation solaire maximale. Les résultats montrent aussi qu'en avril le cycle diurne est fort sur les pré-Alpes et la Provence mais faible sur les Alpes. De mai à juillet, le cycle diurne en Provence devient plus faible tandis qu'il gagne en importance sur les Alpes et le Pô. Ce comportement peut être en partie lié à l'altitude moyenne des régions. En effet, les régions ayant une altitude moyenne peu élevée (Provence) se réchauffe plus vite dans la saison que les régions ayant une haute altitude moyenne (Alpes). La diminution du signal diurne sur la Provence entre le printemps et l'été pourrait être liée aux conditions anticy-

cloniques qui s'installent pendant les mois d'été. Ces conditions vont avoir tendance à inhiber la convection et pourraient expliquer pourquoi le pic est plus faible durant cette saison en Provence. Néanmoins les autres régions continentales présentent un pic relativement fort durant l'été. Cette différence de comportement pourrait être liée à la topographie marquée de ces régions qui est favorable à l'activité convective en été.

Les résultats ont aussi permis de montrer qu'en juin et juillet le maximum du cycle diurne arrive à différentes heures suivant les régions. Ce comportement pourrait être lié à la proximité des zones convectives par rapport à la mer. En effet, comme mentionné précédemment, en été, un régime de brise de mer se développe dans l'après-midi et se développe de la côte vers les zones à l'intérieur des terres. Par conséquent, les régions proches de la mer (Provence et Pré-Alpes) présentent un maximum dans le cycle diurne plus tôt dans l'après-midi que les régions situées loin de la mer (Alpes). En ce qui concerne la région du Pô, qui est située en partie près de la mer et en partie loin de la mer, nous remarquons sur la figure 3.8 que la zone où ont lieu les événements de pluie intense (c'est-à-dire les événements convectifs) se trouve dans la partie nord de cette région et donc loin de la mer. Cela pourrait expliquer pourquoi le cycle diurne montre un maximum tardivement dans l'après-midi dans cette région.

Sur la côte et la Méditerranée, un pic de pluie secondaire apparaît en tout début de matinée entre août et novembre. Il faut noter que ce pic n'est pas toujours significatif probablement en raison d'autres variabilités qui peuvent masquer le signal. Ce comportement à première vue surprenant a déjà été constaté dans différentes régions du globe comme la Californie (*Landin et Bosart, 1989*), le Japon (*Oki et Musiake, 1994*) ou encore l'Ecosse (*Svensson et Jakob, 2002*). Ce pic pourrait être lié au refroidissement de l'air pendant la nuit sur la mer ou l'océan, ce qui déclencherait une brise de terre et créerait un soulèvement de la masse d'air située à proximité de la côte. Cette hypothèse est renforcée par le fait que le pic apparaît seulement pour les régions côtières et durant la fin d'été et en automne, c'est-à-dire à la période où la Méditerranée est plus chaude que le continent.

3.1.2 Variabilité saisonnière des précipitations

Dans cette section, nous avons analysé la variabilité saisonnière des précipitations mesurées par le radar en termes de cumul journalier, d'occurrence et d'événements précipitants extrêmes.

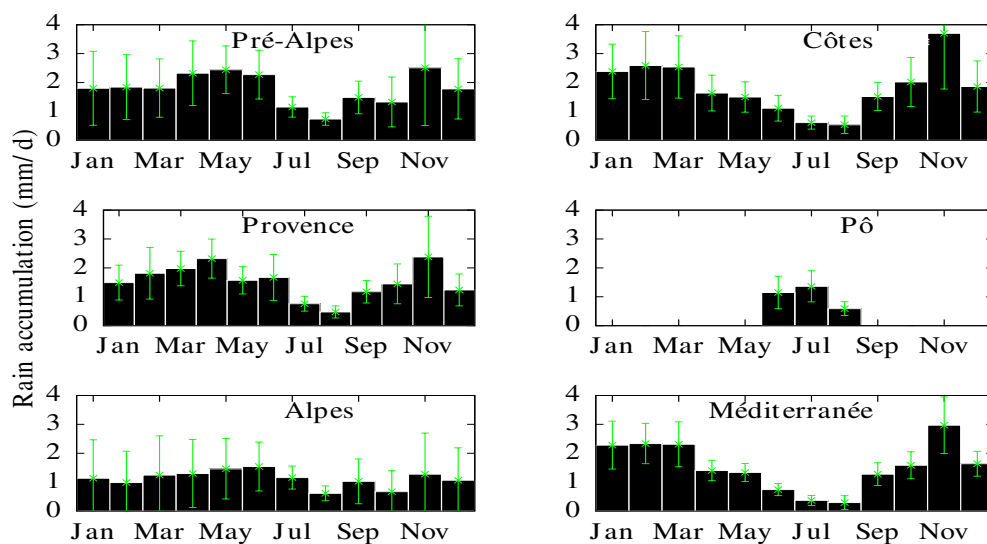
Cumul journalier de précipitations

Le cumul journalier de pluie par mois montre un visage très contrasté à la fois temporellement et spatialement (Fig. 3.6 (b)). En moyenne il pleut entre 0 et 7 mm/j sur la région chaque mois. Les contreforts des Alpes et en particulier la zone sud, proche de la Méditerranée, montrent des valeurs journalières de cumul de pluie très importantes. Ceci est une première indication du rôle de la Méditerranée et des Alpes sur la distribution et l'intensité de la pluie. La figure 3.6 (b) révèle de plus une migration progressive de la pluie qui se déplace de la Méditerranée vers le continent puis en sens inverse durant l'année. En effet, la pluie se trouve localisée sur le sud de la zone radar durant les mois d'automne et d'hiver puis se déplace progressivement à l'intérieur des terres entre avril et septembre. Le processus à l'origine de ce déplacement semble être le même que celui lié le déclenchement du cycle diurne puisqu'il a lieu durant la même période de l'année. On peut notamment penser au réchauffement continental et au déclenchement de pluies convectives (pour plus de discussion à ce sujet voir le chapitre 5). Ce déplacement a déjà pu être mis en évidence par différents auteurs (*Frei et Schär*, 1998; *Funatsu et al.*, 2009; *Nastos et al.*, 2013) et concerne en fait l'ensemble de la partie nord de la Méditerranée (voir la figure 2 dans *Nastos et al.* (2013) par exemple).

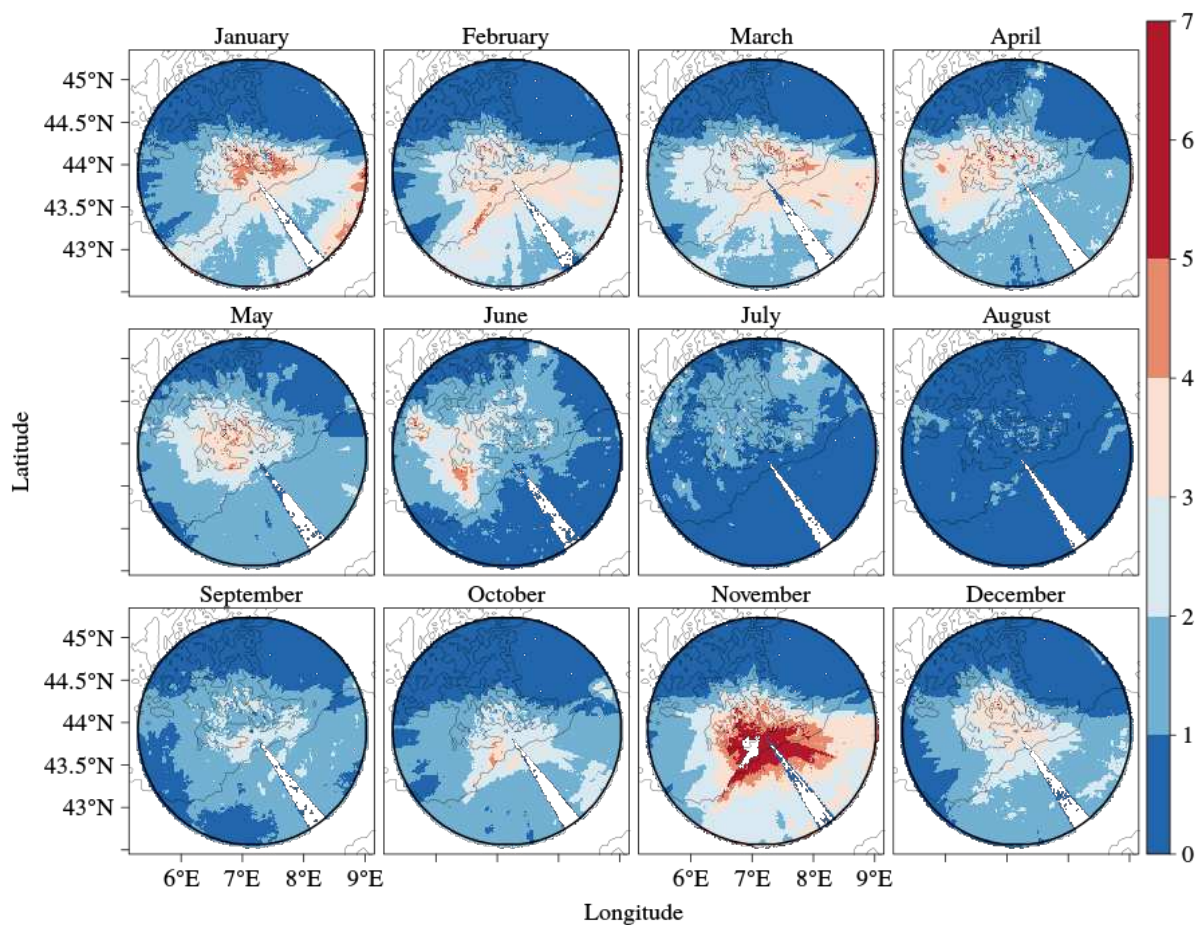
Le cumul journalier par mois et par région est représenté sur la figure 3.6 (a). Pendant l'automne (octobre à décembre) et l'hiver (janvier à mars), les maximums de pluie se trouvent sur la côte située au sud des Alpes (avec des valeurs moyennes de l'ordre de 2 mm/j et un maximum en novembre de 4 mm/j). Au printemps (avril à juin), il pleut principalement sur la Provence et les Pré-Alpes (entre 4 et 5 mm/j). La saison d'été (juillet à septembre) est quant à elle très sèche avec des valeurs inférieures à 1 mm/j sauf sur la plaine du Pô. Toutes les régions à l'exception des Alpes montrent un régime bimodal avec des maximums au printemps et en automne. Sur les Alpes, il pleut très peu tout au long de l'année et le cycle saisonnier n'est pas marqué.

Ces résultats sont en bon accord autant en terme de position que de cumul avec ceux de *Frei et Schär* (1998) établis à partir de mesures pluviométriques. Les mesures sur la mer, comme indiqué précédemment, ne peuvent être comparées qu'à des observations satellites. Les valeurs de cumul journalier moyen donnés par le GPCP (Global Precipitation Climatology Project) (*Adler et al.*, 2003) ou par *Nastos et al.* (2013) pour la Méditerranée sont de l'ordre de 2 mm/j, une valeur en bon accord avec les estimations données par le radar Hydrix.

Ces premiers résultats à l'échelle saisonnière illustrent non seulement la variabilité petite échelle de la pluie sur la région mais également les importants contrastes régionaux. Ainsi, en juin, le cumul sur la mer Méditerranée devient inférieur à 1 mm/j alors que, dans le même temps, il est supérieur à 4 mm/j quelques dizaines de kilomètres plus au nord sur la Provence. Les résultats montrent aussi que les maximums de pluie sont principalement observés à l'extrême sud des contreforts des Alpes. Les



(a)



(b)

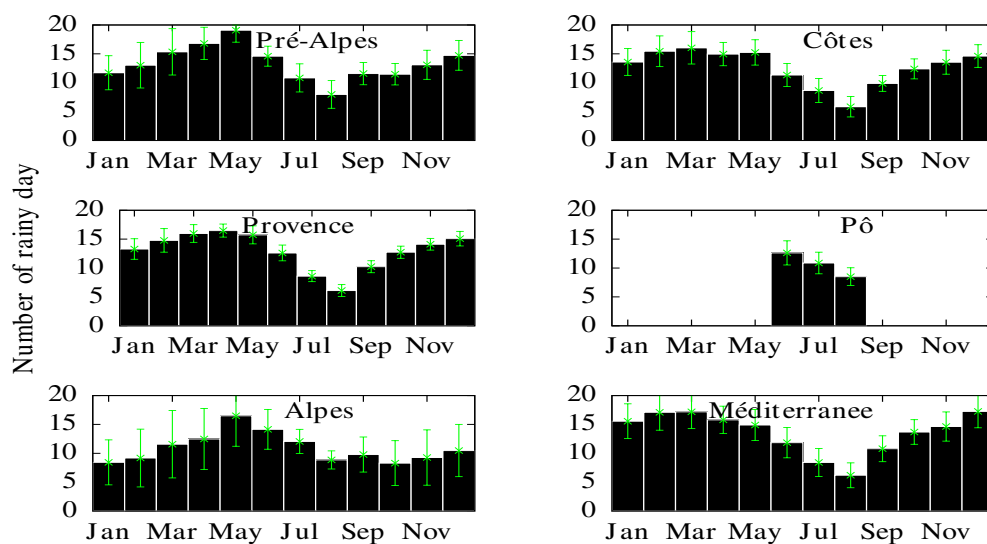
FIGURE 3.6 : (a) Histogramme du cumul journalier de pluie (mm/j) moyenné par mois et par région. Les lignes vertes correspondent à l'écart type sur les régions par mois. (b) Cumul journalier de pluie (mm/j) moyenné par mois. La section sans donnée au Sud-Est est lié au masque par une antenne située à proximité du radar

deux raisons principales d'une telle distribution semblent être la proximité de ces régions avec une source d'humidité et la forte pente du relief. La forme de ces montagnes peut aussi influencer sur la distribution spatiale de la pluie. Ce dernier point est suggéré par les travaux de *Watson et Lane* (2012) qui ont montré numériquement qu'une chaîne de montagne de forme concave crée efficacement une convergence de l'air et, comme observé dans notre cas, une augmentation du cumul de pluie sur chaque ligne de crête de part et d'autre de la zone de convergence. Les résultats ont aussi permis de montrer que le cumul de pluie est largement plus important en novembre que durant les autres mois. L'explication de ce comportement vient premièrement du fait, qu'en automne, de nombreuses perturbations atmosphériques traversent la région au contraire des mois d'été où les conditions sont plutôt anticycloniques. Ces perturbations atmosphériques sont ainsi favorables au développement de pluies importantes. De plus, en été, la mer Méditerranée se réchauffe et acquiert une énergie qui est libérée en automne quand les températures deviennent plus faibles sur le continent alors que la mer reste chaude. Le cumul est plus important en novembre par rapport aux autres mois d'automne probablement car, durant ce mois, les conditions atmosphériques sont optimales pour le déclenchement de pluies intenses : la mer Méditerranée est chaude et de nombreux fronts atmosphériques traversent la région.

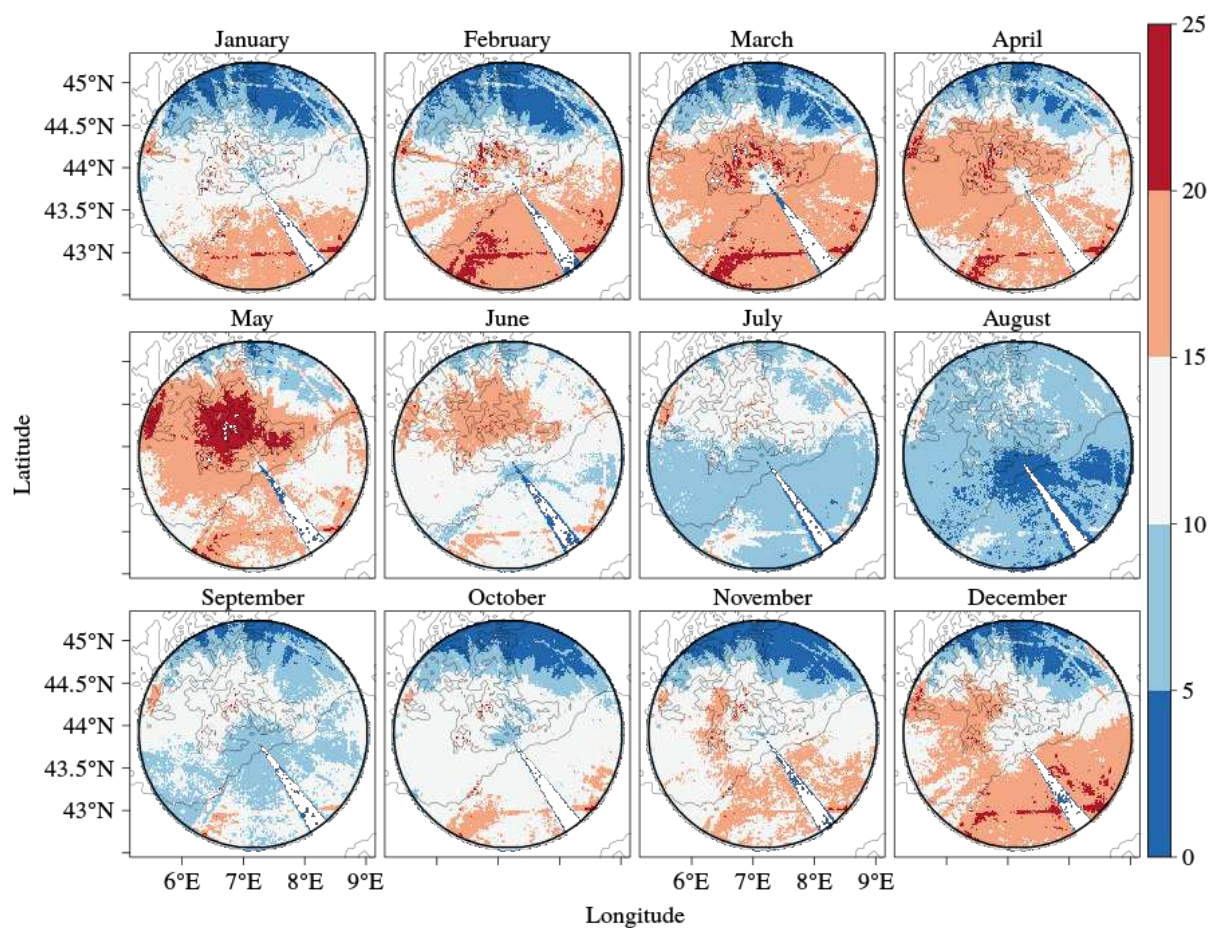
Occurrence de pluie

Le nombre de jours de pluie par mois montre également une forte variabilité saisonnière pour chaque région (Fig. 3.7). Les cartes et les histogrammes par mois sont obtenues en calculant pour chaque pixel le nombre de jours où le cumul de pluie n'est pas nul. On observe, comme pour le cumul journalier de pluie, un déplacement de la pluie de la mer vers la terre au cours de l'année. Sur la Méditerranée et la côte, le nombre de jours de pluie est maximal entre décembre et mars (environ 15 jours/mois) et minimal en août (inférieur à 5 jours/mois) (Fig. 3.7 (a)). En Provence et sur les Pré-Alpes, c'est entre mars et mai que l'occurrence de pluie est la plus forte (par exemple il y a près de 20 jours de pluie en moyenne en mai sur les Pré-Alpes) et la plus faible en août (5 à 10 jours). Dans les Alpes le nombre de jours de pluie maximum a lieu en mai (15 à 20 jours) mais on ne détecte aucun minimum clair pendant l'année. Sur cette région et sur les Pré-Alpes, il y a, de plus, un nombre significatif d'événements de pluie en été en comparaison avec les autres régions. On voit sur les histogrammes qu'en moyenne, il pleut pendant l'année entre 5 (août) et 20 jours (décembre à mai) par mois.

Il est intéressant de comparer ces résultats avec la figure 3.6. En effet, on voit que les mois qui subissent les cumuls de pluie les plus importants ne correspondent pas toujours aux mois qui ont le nombre de jours de pluie le plus important. Ce résultat est particulièrement visible sur les histogrammes (Fig. 3.6 (a) et 3.7 (a)). Par exemple, le mois de mai est très pluvieux sur la Côte et la Méditerranée mais présente un cumul globalement assez faible en comparaison aux mois d'octobre ou de novembre. Nous pouvons également noter que, sur la mer Méditerranée, bien que les cumuls de pluie soient extrêmement faibles, quelques pluies subsistent durant les mois d'été.



(a)



(b)

FIGURE 3.7 : (a) Histogramme du nombre de jours de pluie par région et par mois. Les lignes vertes correspondent à l'écart type par mois. (b) Nombre de jours de pluie par mois. Les lignes droites que l'on aperçoit à environ 100 km du radar sont liées aux couloirs aériens (voir section 2.5)

Extrêmes de pluie

Intéressons nous à présent aux extrêmes de pluie sur la région. Nous avons choisi de distinguer les extrêmes en terme d'intensité (taux de pluie) et en terme d'impact (cumul de pluie journalier) afin de déterminer les régions sujettes aux événements météorologiques extrêmes (**MEE**) (c'est-à-dire de forte intensité) et les régions sujettes aux événements hydrologiques extrêmes (**HEE**) (c'est-à-dire à fort impact). Pour cela, on a divisé les régions en pixels de 4 km^2 ¹ pour lesquels on a calculé les valeurs des 99,99^{èmes} quantiles des **PDF** (fonction de densité de probabilité) du taux de pluie et des 99^{èmes} quantiles des PDF du cumul journalier de pluie. Les valeurs des quantiles (99 et 99,99) ont été choisies de manière à garder un nombre significatif de points supérieurs à cette limite².

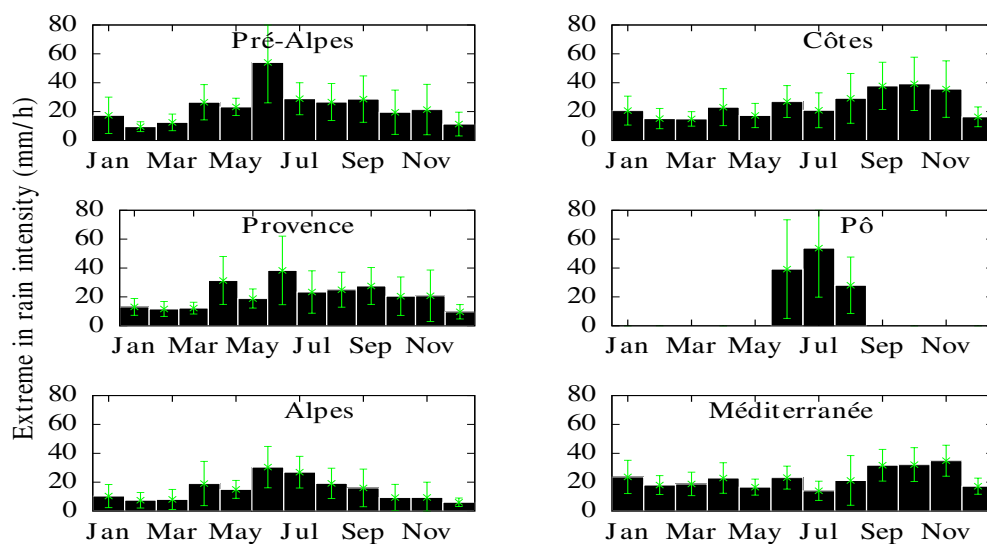
La figure 3.8 montre la distribution des MEE obtenue. Les régions ayant la probabilité la plus importante d'être frappées par des MEE sont situées sur le continent et en particulier sur les contreforts des Alpes. C'est entre les mois d'avril et d'août que l'on a le plus de probabilité d'avoir des MEE (avec des taux de pluie parfois supérieurs à 160 mm/h). En outre, on constate que quelques MEE plus faibles existent en Méditerranée dès le mois d'août et en automne. Enfin, le taux de pluie associé aux MEE est très faible entre les mois de décembre et mars sur toute la région. Néanmoins, on peut remarquer quelques valeurs fortes en décembre et janvier sur la partie est du domaine radar. Il faut se rappeler que sur cette région le faisceau radar est particulièrement élevé alors qu'à ces périodes de l'année la bande brillante est à basse altitude. Ces fortes valeurs sont donc probablement liées à des difficultés d'extrapolation de la pluie au sol dans cette région. Nous remarquons aussi que les valeurs sur la frontière entre la région du Pô et du nord des Alpes sont particulièrement importantes en été. Encore une fois, en raison de l'altitude du faisceau radar sur ces régions, il est tout à fait possible que ces valeurs puissent être surestimées même si durant cette période le faisceau radar se trouve en général sous la bande brillante. Il sera donc intéressant par la suite de comparer ces valeurs avec d'autres moyens de mesure. En particulier, nous pourrions utiliser les radars bande X qui existent du côté de la frontière italienne.

Les événements météorologiques les plus extrêmes de l'Eurorégion Alpes-Méditerranée sont liés aux cellules convectives. Ainsi, on voit que les régions les plus touchées par ces événements convectifs intenses sont les contreforts des Alpes. Les maximas sont très localisés ce qui tend à montrer l'importance des forçages locaux (topographie, zones de convergence). A la fin de l'été et en automne, les pluies convectives se trouvent principalement sur la mer et la côte en raison des forts contrastes entre la mer chaude et le continent plus froid. Plusieurs études sur des régions voisines semblent confirmer nos observations. Par exemple, *Funatsu et al.* (2009) et *Holt et al.* (2001) montrent que la position des zones convectives et des zones de fortes activités électriques (donc probablement d'extrêmes de pluie) se déplacent en fonction de la saison d'une manière identique à ce que l'on observe dans notre étude.

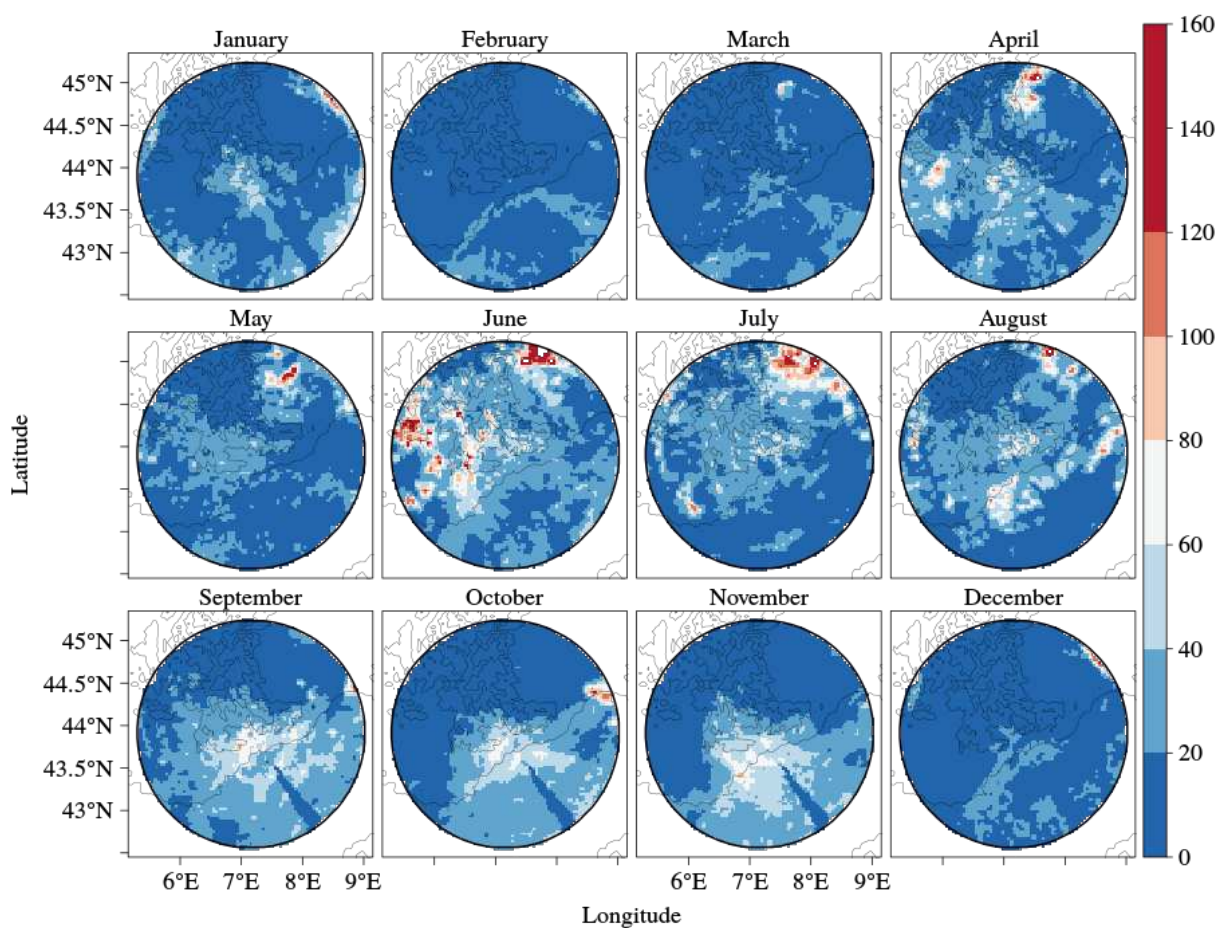
On constate également que la distribution des MEE est différente de la distri-

1. Les régions ont été divisées en pixels de 4 km^2 (au lieu de 1 km^2 pour des raisons de temps de calcul

2. c'est-à-dire pour les MEE : $0.0001 \cdot 12$ (points par heure) * 24 (heures par jour) * 365 (jours) * 4 (ans) * 4 (pixels) ~ 150 et pour les HEE : $0.01 \cdot 24 \cdot 365 \cdot 4 \sim 1000$



(a)



(b)

FIGURE 3.8 : (a) Histogramme du taux de pluie (mm/h) correspondant au 99,99^{ème} quantile des MEE par région et par mois. Les lignes vertes correspondent à l'écart type par mois et par région. (b) Taux de pluie (mm/h) correspondant au 99,99^{ème} quantile des MEE par mois

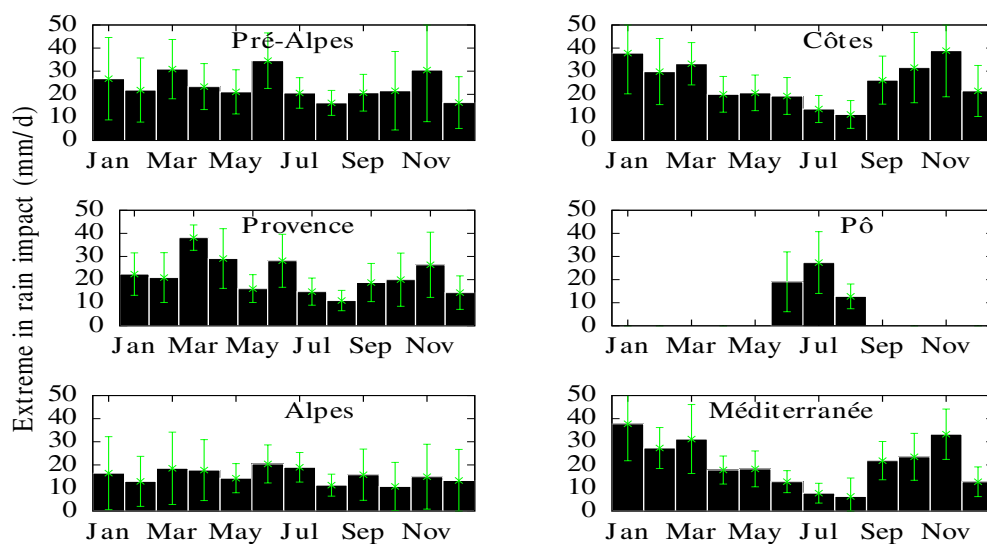
bution du cumul journalier de pluie (voir Fig. 3.6). Enfin, les résultats montrent que les MEE sont très localisés ce qui explique la difficulté pour les prévoir dans les modèles de prévisions ayant des mailles trop grossières.

L'étude des HEE permet quant à elle de mettre en évidence les régions régulièrement touchées par des cumuls journaliers importants (c'est-à-dire les régions potentiellement exposées aux inondations) (Fig. 3.9). Les HEE montrent un important cycle saisonnier sur les régions côtières et la Méditerranée avec un maximum en janvier (~ 40 mm/j) et un minimum en août (< 10 mm/j) tandis que les Pré-Alpes, les Alpes et la Provence ne présentent pas de cycle saisonnier marqué. Pour les Pré-Alpes la valeur moyenne correspond à 25 mm/j, pour les Alpes 10 mm/j et pour la Provence 20 mm/j. Les maximums sont moins localisés que pour les MEE.

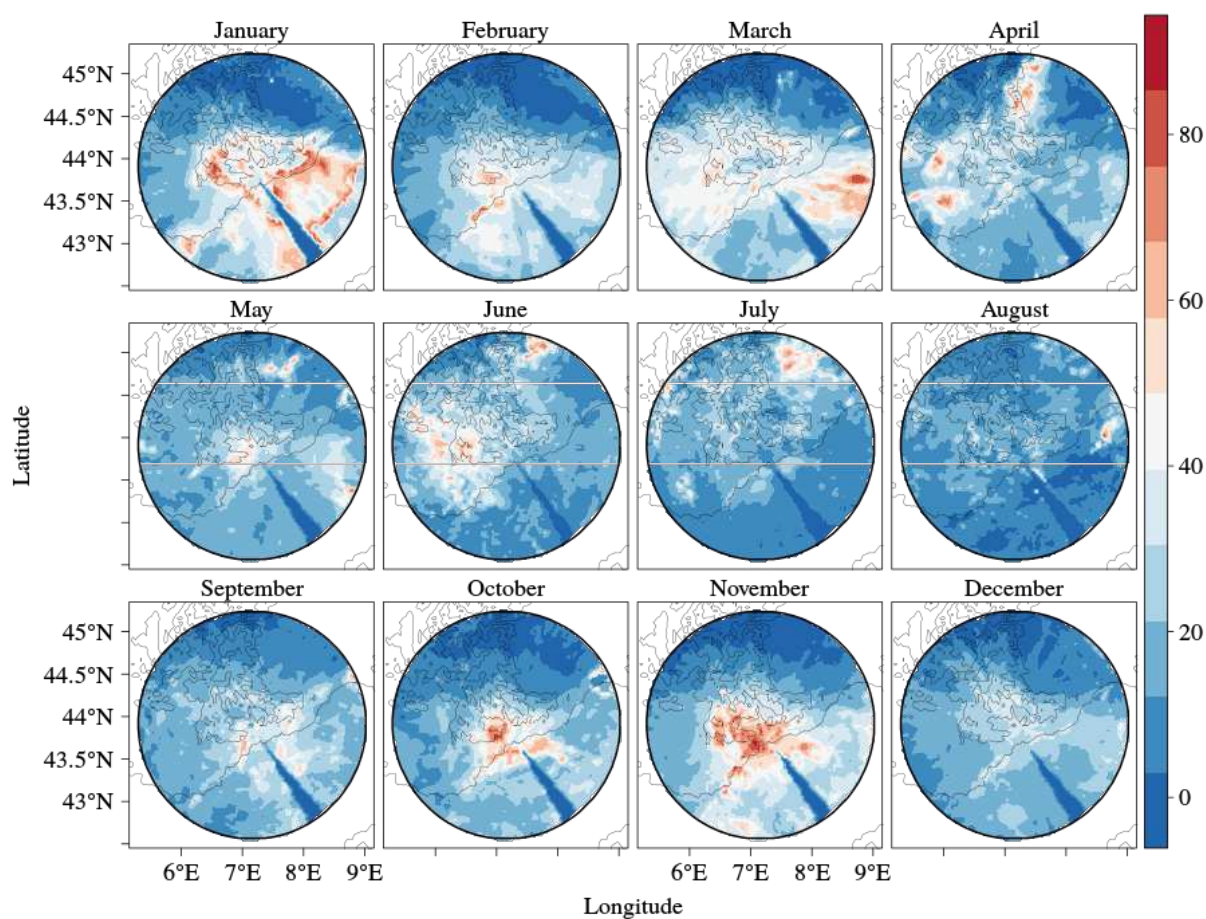
Le fait qu'il n'existe pas de cycle saisonnier marqué sur le continent pour les HEE contrairement à toutes les autres variables analysées (cumul, nombre de jours de pluie et extrêmes de pluie en termes d'intensité) peut s'expliquer par le fait que durant l'hiver, les précipitations frontales sont de faibles intensités mais durent longtemps ce qui crée des cumuls importants équivalents à ceux mesurés en été où ce sont plutôt les précipitations convectives qui prévalent et qui génèrent des pluies très intenses mais relativement courtes.

Une conclusion de l'analyse de ces quatre paramètres (accumulation, occurrence, MEE et HEE) est que le découpage des régions (Fig. 3.1) permet globalement de faire apparaître trois grands groupes : les régions continentales (Provence, Pré-Alpes et Alpes), les régions maritimes (Côtes et Méditerranée) et la région du Pô. On rappelle par ailleurs que cette dernière est sujette à une grande incertitude. De nombreuses études sont réalisées uniquement sur la terre mais il apparaît que pour avoir une vision plus complète de la variabilité des précipitations, il est absolument nécessaire de développer des réseaux de mesures denses et de fines résolutions sur la mer. Cela peut être par exemple effectué en installant des radars météorologiques sur la côte, sur des plateformes offshore ou sur des îles ou en déployant de nombreuses bouées météorologiques.

Il est également intéressant d'analyser les relations entre les HEE et les MEE par mois (Fig. 3.10). Une corrélation quasiment linéaire apparaît en automne. Comme les HEE sont liés à des précipitations ayant un fort impact hydrologique et que les MEE sont liée à des précipitations ayant une forte intensité instantané, la corrélation signifie qu'en automne certaines régions (en particulier les régions côtières) sont à la fois sujettes à des importants MEE et HEE. Cela explique les inondations fréquentes durant cette saison dans certaines régions (par exemple les inondations de Nice en novembre 2011). Au printemps et en été, la corrélation existe mais n'est pas aussi marquée qu'en automne tandis qu'en hiver, on n'observe pas de relation entre ces deux variables.



(a)



(b)

FIGURE 3.9 : (a) Histogramme du cumul journalier de pluie (mm/j) correspondant au 99^{ème} quantile des HEE par région et par mois. Les lignes vertes correspondent à l'écart type par mois. (b) Cumul journalier de pluie (mm/j) correspondant au 99^{ème} quantile des HEE par mois.

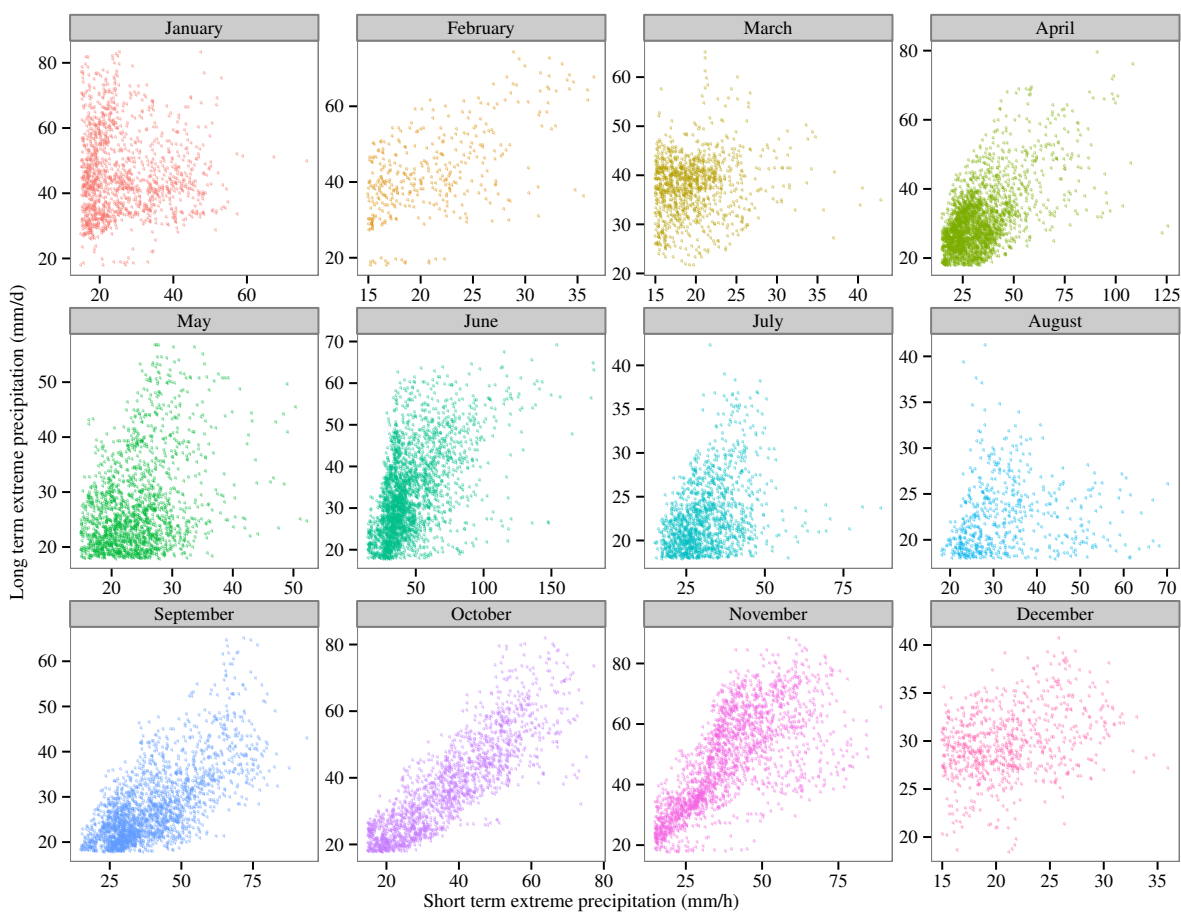


FIGURE 3.10 : Nuage de points des MEE en fonction des HEE par mois. Les échelles verticales et horizontales changent pour chaque mois

3.1.3 Variabilité inter-annuelle des précipitations

Après avoir exploré les échelles journalières et saisonnières, il est apparu intéressant d'étudier la variabilité des précipitations aux échelles annuelles afin d'identifier d'éventuelles tendances à long terme. Pour cela, nous avons calculé des diagrammes de Hovmöller pour chacune des variables définies dans la partie précédente (cumul, occurrence et extrêmes de pluie). Dans les sections précédentes nous avons constaté que l'axe principal de variabilité des précipitations correspond au déplacement mer-terre suivant la saison. Nous nous sommes donc assuré que l'axe spatial de nos diagrammes de Hovmöller soit perpendiculaire à la côte (c'est-à-dire dans la direction du nord-est).

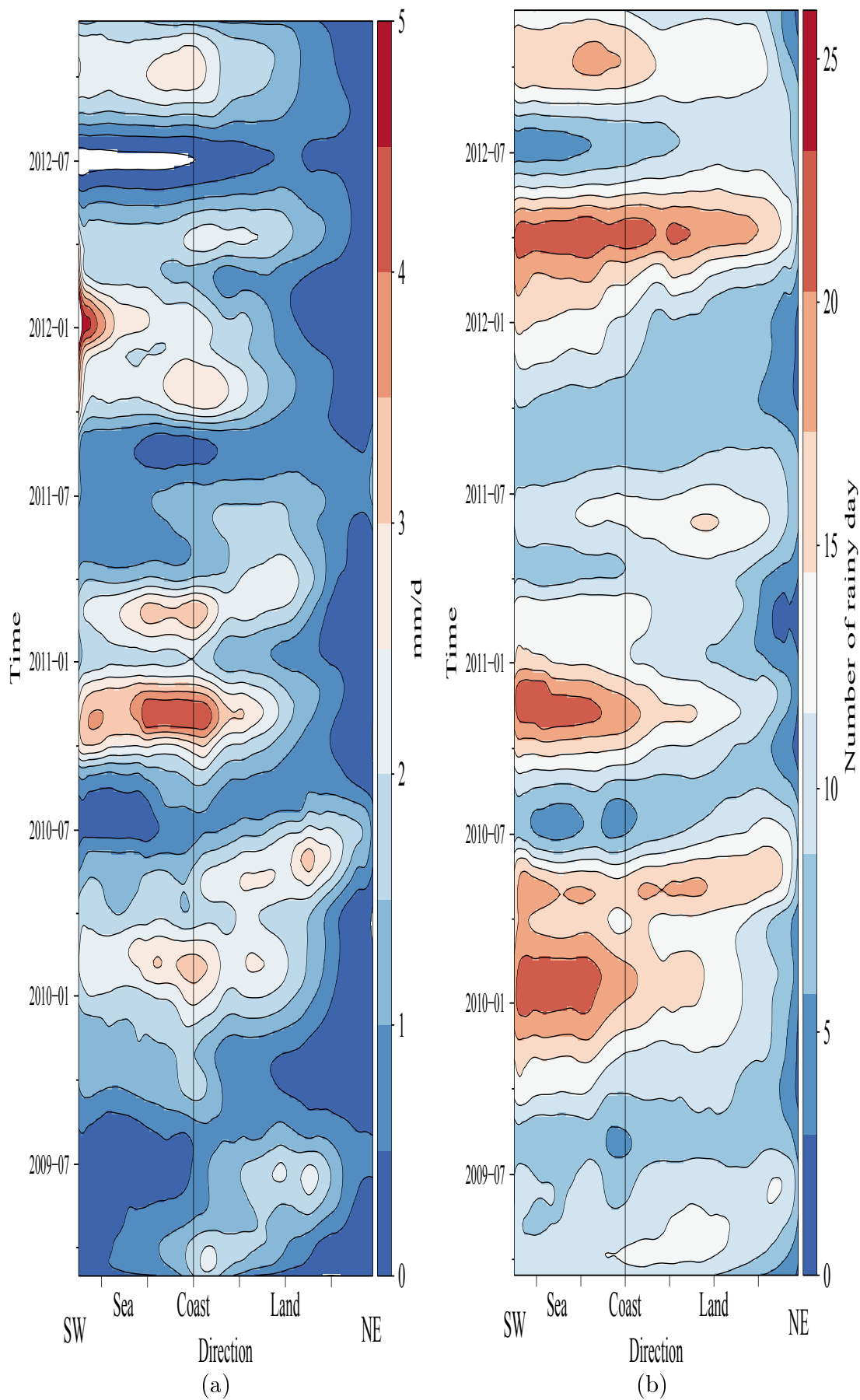
Cumul journalier de précipitations

Le Hovmöller du cumul journalier est présenté en figure 3.11 (a). Le cycle annuel montre deux maximums durant l'automne et l'hiver et un minimum en été. Les maximums sont principalement situés le long de la côte. Sur les quatre ans de données, l'automne 2010 a été celui pour lequel le cumul de pluie a été le plus important avec des valeurs supérieures à 4,5 mm/j. La position spatiale des maximums est plutôt constante durant l'année (bien qu'en janvier 2012 il se situe sur la mer et non sur la côte) tandis que la position temporelle peut varier de quelques mois (par exemple le maximum d'hiver a lieu en février 2009 et 2010 puis mars 2011 et avril 2012). On remarque de plus que l'intensité varie fortement (voir par exemple l'automne 2009 en fonction de l'automne 2010). Le déplacement des précipitations vers le continent est seulement significatif en 2009 et 2010. Les étés 2011 et 2012 ont été très secs sur le continent (pratiquement pas de pluie en juillet 2012). Il n'existe pas de tendance claire à la croissance ou décroissance du cumul de pluie sur les 4 années.

Occurrence de pluie

Le Hovmöller du nombre de jours de pluie est présenté en figure 3.11 (b). Le cycle saisonnier est plutôt clair : tout comme le cumul de pluie les maximums apparaissent en automne et en hiver (avec des pointes à plus de 20 jours) et les minimums en été. A la fois les minimums et les maximums annuels se trouvent sur la mer Méditerranée. Durant les 4 ans, il a toujours plu au moins 5 jours par mois. L'année 2011 est remarquable avec très peu de jours de pluie et pas de maximum en automne. La variabilité inter-annuelle est néanmoins plutôt faible : la position des maximums (automne et hiver) est plutôt constante tout comme la position du minimum (été). On peut tout de même noter que le maximum en automne n'apparaît pas tous les ans.

La comparaison avec le Hovmöller du cumul de pluie montre que ces deux variables ne sont pas toujours corrélées. Par exemple, en avril 2012, on retrouve un maximum d'occurrences mais un cumul de pluie très modéré ce qui signifie que les pluies ont été peu intenses. Une fois encore, on ne détecte pas de tendance pendant les quatre années d'analyse ce qui prouve la difficulté de dégager des tendances sur des périodes courtes, celle-ci pouvant être masquées par une variabilité inter-annuelle (on discutera de ce point dans la partie 4.2.3) .



80 **FIGURE 3.11** : Hovmöller du (a) cumul journalier de précipitation (mm/j) et (b) nombre de jours de pluie par mois. L'axe spatial correspond à la direction perpendiculaire à la côte et la ligne noire symbolise la côte

Extrêmes de pluie

Les MEE montrent un cycle saisonnier très marqué (Fig. 3.12 (a)). Nous remarquons très clairement le déplacement des MEE de la terre vers la mer entre l'été et l'automne probablement lié, comme déjà discuté, aux précipitations convectives. Un maximum est observé à la fin du printemps sur le nord de la région et un maximum secondaire plus faible se trouve sur la mer Méditerranée en automne. Les minimums de MEE se trouvent sur la Méditerranée au printemps et sur le continent en hiver. Le maximum situé sur la mer Méditerranée apparaît chaque année mais présente une intensité variable avec notamment un maximum en 2010 (~ 50 mm/h) à comparer à la valeur moyenne des autres années (~ 35 mm/h). La variabilité inter-annuelle est forte : l'intensité du maximum qu'on observe en fin de printemps sur le continent diminue entre 2009 (>60 mm/h) et 2011 (35 mm/h) puis disparaît complètement en 2012. La tendance observée pendant ces quatre années est à la diminution de l'intensité du maximum situé sur le continent.

La figure 3.12 (b) montre le Hovmöller des HEE. Le cycle saisonnier n'est pas aussi marqué que celui observé pour les MEE. Le minimum a lieu en été (<10 mm/j) tandis que les maximums apparaissent en général entre l'automne et le début du printemps et sont situés sur la côte. Un maximum secondaire a tendance à apparaître à la fin du printemps sur le nord de la région. Il n'est pas surprenant de trouver les maximums principaux sur la côte où l'on relève les contrastes thermiques les plus importants. Pendant les quatre années analysées, la position des maximums est restée constante mais l'intensité de ces maximums a beaucoup varié. En particulier, peu de HEE ont eu lieu durant les étés 2011 et 2012. Durant les quatre années, la période la plus favorable aux HEE a été entre l'automne 2011 et l'hiver 2012. Cette période correspond d'ailleurs aux inondations de Nice (1-6 novembre). Enfin on n'observe pas de tendance claire pendant ces quatre années.

L'analyse de la variabilité inter-annuelle a montré que la pluie change beaucoup plus d'une année sur l'autre sur le continent que sur la mer pour les quatre paramètres étudiés. Cela révèle aussi que la variabilité temporelle des précipitations est plus forte sur le continent que sur la mer qui, grâce à son inertie thermique, ne peut être affectée que par des tendances à long terme. L'analyse permet également de constater que les maximums sont situés principalement sur la côte pour le cumul de pluie et les HEE, sur le continent pour les MEE et sur la mer pour l'occurrence de pluie. Cela signifie que le contraste terre-mer semble être un facteur important pour le cumul de pluie et les HEE. Pour les MEE, c'est l'orographie et le réchauffement saisonnier du continent qui semblent être prépondérants. Enfin, pour l'occurrence de pluie, le principal facteur pourrait être l'apport constant d'humidité par la mer Méditerranée sous condition d'un vent de sud.

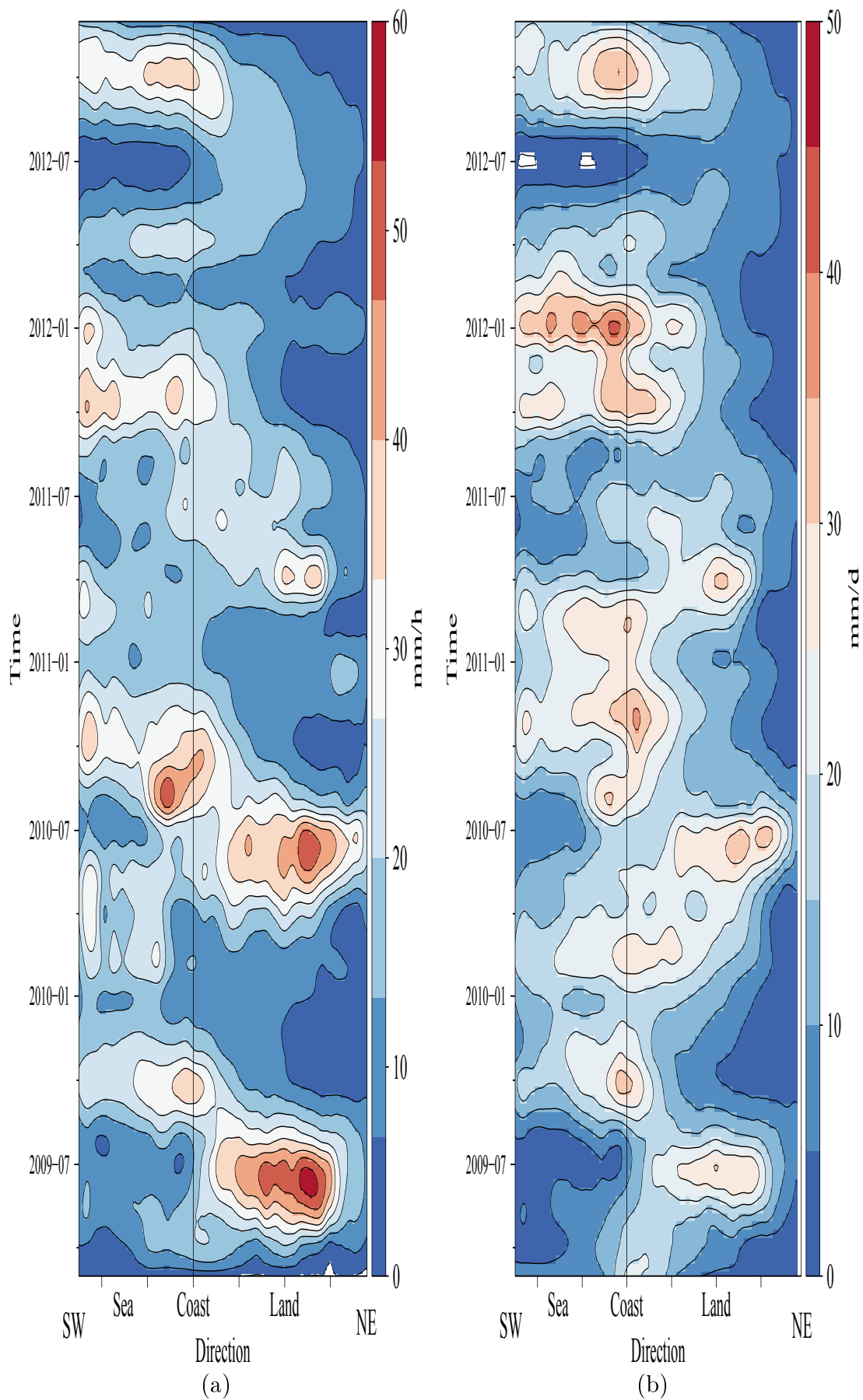


FIGURE 3.12 : Hovmöller des (a) MEE et (b) HEE. L'axe spatial correspond à la direction perpendiculaire à la côte et la ligne noire symbolise la côte

3.1.4 Autres variabilités temporelles

Dans les sections précédentes, nous avons pu mettre en évidence qu'il existe une grande variabilité temporelle des précipitations et que deux cycles semblent principalement responsables d'une partie de cette variabilité : le cycle diurne et le cycle annuel. Pour autant, il reste tout à fait possible que d'autres périodicités participent à la variabilité temporelle. Les périodicités pouvant être explorées, correspondent aux échelles comprises entre quelques dizaines de minutes et le cycle annuel. Une solution pour rechercher des signaux périodiques dans une série de données est d'effectuer une analyse de Fourier de la série. Une telle analyse nécessite cependant que les oscillations recherchées soient continues. Dans le cas présent il s'est avéré que la série temporelle ne contient pas d'autres périodicités régulières que celles déjà étudiées à savoir le cycle annuel et journalier (voir à ce propos le spectre de la figure 4.3). Il a donc fallu utiliser d'autres approches capables d'identifier des oscillations intermittentes. Nous avons donc choisi d'analyser le signal en utilisant une transformée en ondelettes pour mettre en évidence les éventuelles périodicités intermittentes qui pourraient participer à la variabilité temporelle des précipitations dans l'Eurorégion Alpes-Méditerranée.

Ondelettes

Les ondelettes tirent leur nom de leur comportement oscillatoire qui s'atténue très vite (dans le temps ou l'espace). Une ondelette doit respecter deux propriétés en principe³ :

$$\int_{-\infty}^{\infty} \Psi(t) dt = 0 \quad (3.1)$$

Cette condition assure que l'ondelette a une forme ondulatoire.

$$\int_{-\infty}^{\infty} |\Psi(t)|^2 dt = 1 \quad (3.2)$$

Cette condition assure que l'ondelette est à support compact c'est-à-dire qu'elle décroît vite de part et d'autre de son maximum. Les ondelettes peuvent être dilatées ou contractées et translatées à partir de la relation suivante :

$$\psi_{a,b}(t) = \frac{1}{\sqrt{a}} \Psi\left(\frac{t-b}{a}\right) \quad (3.3)$$

où ψ est une ondelette "filie" (Ψ étant l'ondelette mère), a est le coefficient d'échelle et b le coefficient de translation. Les coefficients d'ondelettes se calculent par la convolution (plus une dilatation ou contraction) de l'ondelette avec une fonction $f(t)$ (qui correspond au signal de pluie dans notre cas) :

$$C(a, b, f(t), \Psi(t)) = \int_{-\infty}^{\infty} f(t) \frac{1}{\sqrt{a}} \Psi\left(\frac{t-b}{a}\right) dt \quad (3.4)$$

Les coefficients obtenus dépendent donc à la fois de l'échelle (a) et de la position spatiale ou temporelle (b).

3. En principe seulement car certaines d'entre elles ne les respectent pas tout à fait

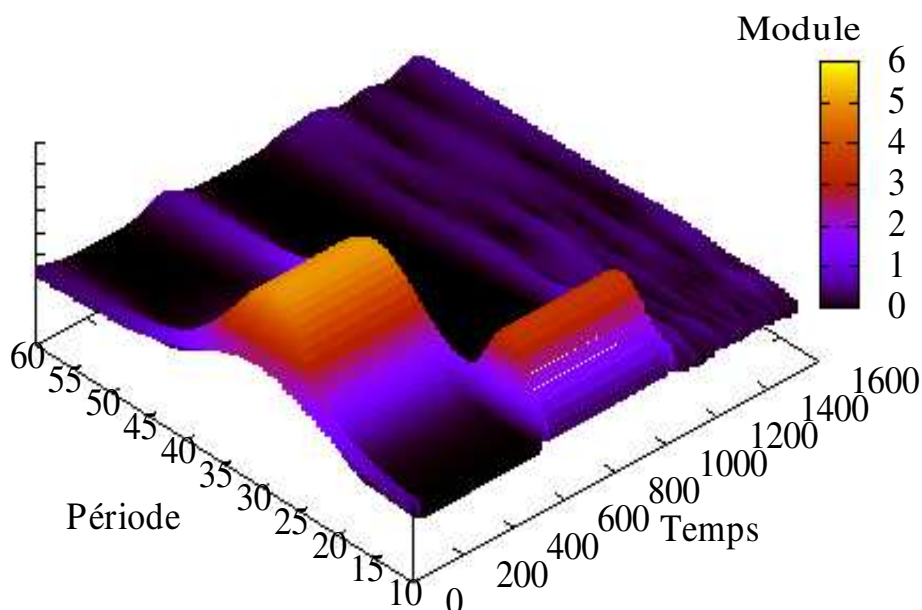


FIGURE 3.13 : Module des coefficients d'ondelettes en fonction du temps et de la période pour un signal qui consiste en une sinusoïde de période de 30 entre le pas 0 et 500 puis d'une période de 15 entre 500 et 1000 et enfin d'un bruit blanc

On présente un exemple d'application d'une transformée en ondelette sur la figure 3.13. On a simulé un signal ondulatoire qui change de fréquence après 500 pas de temps puis est suivi d'un bruit blanc. On voit que l'analyse en ondelette permet de bien caractériser les signaux ondulatoires. Au contraire quand on a du bruit on voit que l'on a un peu d'énergie à toutes les fréquences.

Une des limites de l'analyse en ondelettes (identique au principe d'incertitude de la mécanique quantique) tient dans le fait que l'on ne peut localiser qu'avec une relative précision la fréquence et la position d'une oscillation donnée. Cette relation s'écrit mathématiquement :

$$\Delta\vec{x}\Delta\vec{k} \geq 2\pi \quad (3.5)$$

où $\Delta\vec{x}$ est l'incertitude sur la position dans le domaine spatial (ou temporel) et $\Delta\vec{k}$ est l'incertitude dans l'espace des fréquences spatiales (ou temporelles). Pour les grandes échelles, cela permet d'obtenir une bonne précision sur la longueur d'onde mais une mauvaise précision sur la position et inversement aux petites échelles. L'un des principaux intérêts de la transformée en ondelettes est sa capacité à localiser relativement précisément une oscillation (ou une discontinuité) dans la série temporelle étudiée. Cette caractéristique est grandement appréciable dans le domaine du climat ou de la météorologie. Comme les ondelettes ont une certaine largeur et que la série temporelle est finie, il arrive un moment où les lobes secondaires de l'ondelette sont significativement affectés par les effets de bord. Dans ce cas, la mesure devient bruitée. On signale habituellement cette zone par le cône d'influence. Enfin, il est important de vérifier si les maximums de coefficient d'ondelette sont significatifs ou sont simplement liés à du bruit. Pour cela, il existe une unique méthode proposée par *Torrence et Compo* (1998). Cette méthode part de l'hypothèse (discutable) qu'une série de données géophysiques peut être assimilée à un bruit blanc (ou rouge). Il est

alors possible de calculer le spectre de Fourier d'un signal auto-regressif (AR-2). On compare ensuite les coefficients d'ondelettes avec ce spectre et on définit un seuil de signification, typiquement entre 90 et 99%.

Il existe un grand nombre de familles d'ondelettes qui présentent des caractéristiques différentes et possèdent donc des domaines d'application différents. Dans notre cas on cherche à mettre en évidence les comportements ondulatoires dans notre série temporelle. C'est pourquoi nous avons choisi d'utiliser les ondelettes de Morlet dont l'ondelette mère s'écrit :

$$\Phi(t) = \pi^{-1/4}(e^{iet} - e^{-\epsilon^2/2})e^{-t^2/2} \quad (3.6)$$

où ϵ est un nombre sans dimension que l'on prend habituellement égal à 5 pour satisfaire la condition d'oscillation (Eq. 3.1). De par sa forme, on voit que l'ondelette est adaptée pour détecter des signaux ondulatoires. De plus cette ondelette a l'intérêt d'offrir le meilleur compromis possible entre le temps et la période en terme de résolution (voir *Aguiar-Conraria et Soares, 2011*).

Comportement oscillant

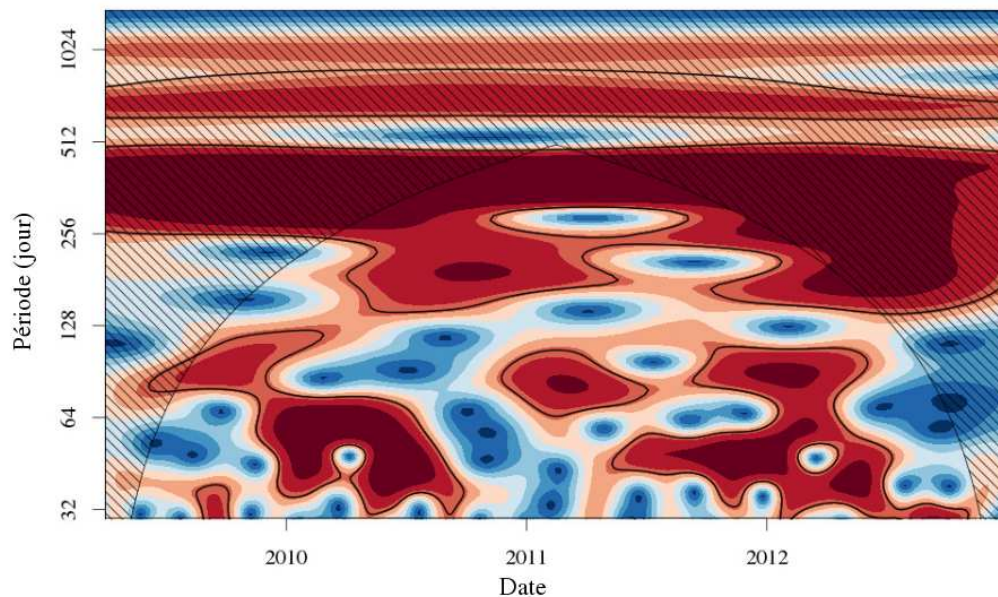


FIGURE 3.14 : Coefficients d'ondelettes calculés à partir de la série temporelle du nombre de jours de pluie. Les zones de fortes énergie sont en rouge tandis que les zones de faible énergie sont en bleu. La zone hachurée correspond au cône d'influence. Les lignes de contour indiquent si les coefficients d'ondelette sont significatifs au seuil de 95 %

On présente les coefficients d'ondelette pour la série temporelle du nombre de jours de pluie en figure 3.14. On remarque que l'oscillation principale détectée correspond au cycle annuel. Toutefois, on détecte également des périodicités intermittentes

à environ 40 jours et 90 jours. La périodicité à 40 jours a lieu durant la première moitié de 2010, la seconde moitié de 2011 et le début de l'année 2012 et ne semble pas liée à un quelconque cycle saisonnier. Cette périodicité pourrait en fait être associée aux variations de l'influence des cyclones des moyennes latitudes (voir *Ghil et al.*, 2003). *Fukutomi et al.* (2012) a par ailleurs montré que cette oscillation fait en réalité partie d'un train d'ondes qui s'étend du nord-est de l'Atlantique jusqu'à la Russie et qui affecte fortement les précipitations. La périodicité à 90 jours a lieu pendant l'automne et l'hiver chaque année et est probablement liée à la durée typique de la saison pluvieuse dans l'Eurorégion Alpes-Méditerranée.

3.2 Déplacement des précipitations

Nous connaissons mieux à présent la variabilité des précipitations en fonction des différentes échelles temporelles. Il apparaît ici intéressant d'obtenir une information sur le comportement dynamique de la pluie dans la zone d'étude. Cela afin de mieux comprendre l'origine géographique des précipitations et de déterminer l'influence de la mer Méditerranée.

Nous avons donc cherché à calculer le déplacement des précipitations dans la région. Pour ce faire, nous avons utilisé une méthode développée par la société Novimet qui permet d'obtenir les vecteurs de déplacement sur la zone de pluie. Cette méthode nécessite de découper la zone en petits carrés de 25 km^2 puis de chercher à obtenir les vecteurs de déplacement qui correspondent à la meilleure corrélation entre deux pas de temps. Il faut noter que cette méthode permet de déterminer globalement le mouvement du système pluvieux, par contre elle ne permet pas de connaître le mouvement individuel de chaque cellule de pluie (pour plus de détails à ce propos voir le chapitre 6).

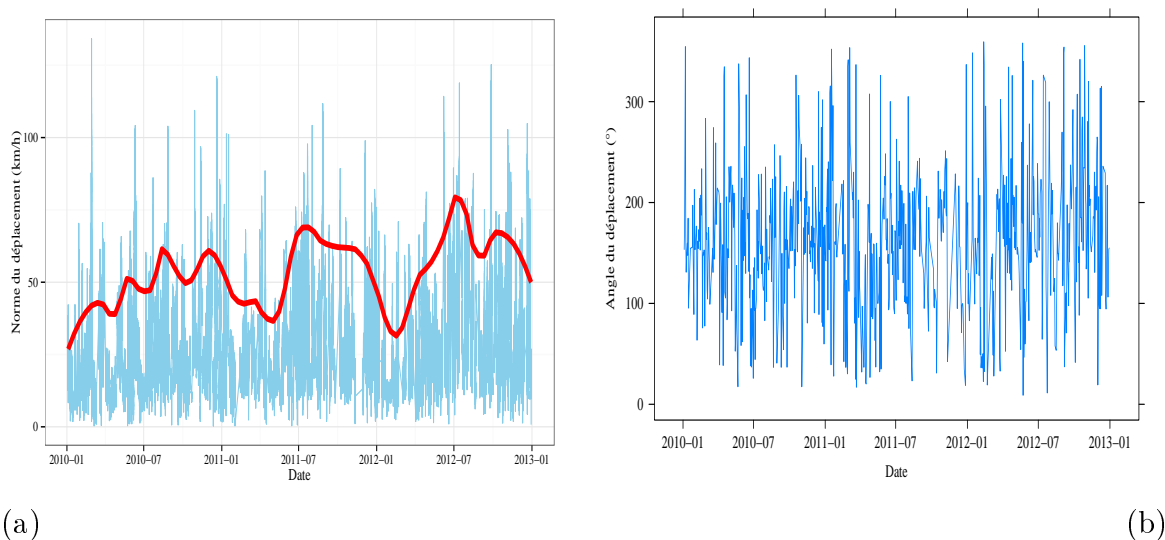


FIGURE 3.15 : Valeur médiane par jour de (a) la norme du déplacement des précipitations (km/h) (en rouge on a lissé cette courbe) et (b) l'angle du déplacement des précipitations (0° signifie un déplacement vers le sud et 180° vers le nord)

Nous constatons ainsi sur la figure 3.15 (a) que le déplacement moyen des précipitations sur les trois ans est de l'ordre de 26 km/h en moyenne. La vitesse des précipitations montre un cycle annuel avec un déplacement plus rapide en été (40 km/h) qu'en fin d'hiver-début de printemps (20 km/h). Ce cycle annuel est par ailleurs confirmé si l'on fait une analyse en ondelettes du signal. Ce résultat signifie probablement que les cellules en été plutôt convectives se déplacent plus rapidement que les cellules d'hiver plutôt stratiformes. Il restera par la suite à expliquer pourquoi on observe un tel comportement. Si l'on s'intéresse à présent à l'angle du déplacement (Fig. 3.15 (b)), nous constatons qu'en moyenne le déplacement est dirigé plein nord. Le fait que les précipitations se dirigent vers le nord implique qu'elles proviennent de la Méditerranée. Ce qui n'est pas étonnant puisque c'est de là que provient également l'humidité qui alimente la pluie. Néanmoins, on observe une importante variabilité autour de la direction vers le nord ce qui montre que l'occurrence de précipitations peut être aussi liée à des processus autres que le simple apport d'humidité depuis la mer (précipitations orographiques, front météorologiques, ...). En outre, il n'y a pas de variabilité saisonnière apparente de la direction de déplacement des précipitations.

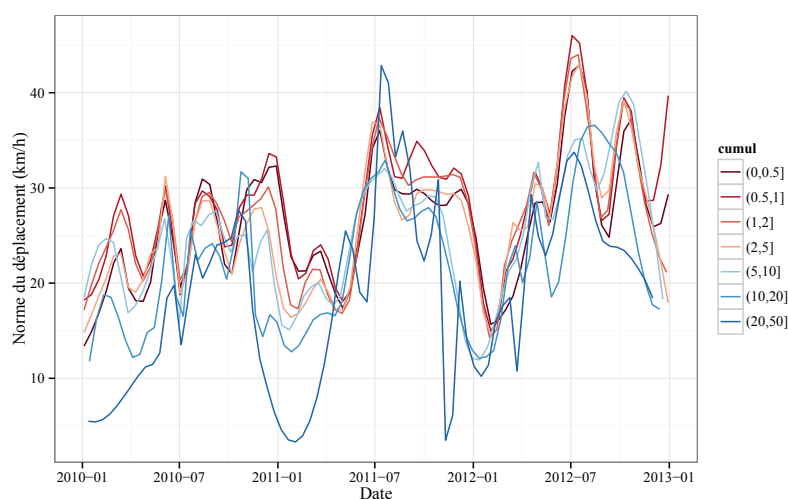


FIGURE 3.16 : Valeur médiane (lissée) par jour de la norme du déplacement des précipitations (km/h) en fonction du cumul de pluie

La stationnarité des précipitations est un facteur important à connaître car il contribue à augmenter les cumuls sur une région donnée comme l'ont montré de nombreux cas d'études (*Ducrocq et al.*, 2008). Nous avons donc voulu déterminer si, statistiquement, il existait une telle relation. Pour cela, nous avons comparé la norme du déplacement au cumul de pluie (Fig. 3.16). Les précipitations conduisant au plus fort cumul présentent quasi-systématiquement une vitesse de déplacement plus lente et inversement. Pour les faibles cumuls, des déplacements entre 20 et 40 km/h sont observés. Tandis que pour les cumuls les plus importants les déplacements valent en moyenne entre 0 et 40 km/h. De plus, la vitesse de déplacement a tendance à augmenter sur les 3 dernières années. Ce résultat, pouvant être lié à la variabilité inter-annuelle, doit être confirmé ou infirmé dans de prochaines analyses.

Nous avons ensuite essayé de déterminer si le cumul était dépendant de l'angle du déplacement des précipitations mais nous n'avons pas constaté de lien entre ces

deux variables. Ce résultat doit être nuancé par le fait que la grande majorité des précipitations se déplaçant vers le nord, il est difficile de tirer une statistique sur trois ans de données.

En conclusion on voit que le déplacement des précipitations se fait la plupart du temps en direction du nord avec une vitesse modérée qui va moduler la quantité de précipitations que l'on observera au sol. Le rôle du déplacement des précipitations sera également traité dans le chapitre sur les processus, section 5.2.2.

3.3 Caractéristiques pluviométriques françaises

Nous avons à présent cherché à comparer les caractéristiques pluviométriques de notre zone d'étude à celles observées sur l'ensemble du territoire français. Pour cela, nous avons utilisé le réseau radar français ARAMIS (Application RAdar à la Météorologie Infra-Synoptique) constitué actuellement de 24 radars (Fig. 3.17) qui présente l'avantage de couvrir une large zone avec une résolution identique à celle d'Hydrix (1 km² et 5 minutes). Une des principales différences avec le radar Hydrix est que les radars du réseau ARAMIS n'utilisent pas opérationnellement la polarimétrie pour restituer la pluie. Ils restituent donc la pluie par la relation de Marshall-Palmer. De nombreuses autres différences existent comme pour le traitement des échos de sol ou l'advection du champ de pluie pour corriger du sous-échantillonnage sur 5 minutes mais toutes les citer dépasserait largement le cadre de cette thèse. Toutefois, pour plus d'informations sur le réseau ARAMIS on peut se référer à *Parent du châtelet* (2003), *Tabary* (2007), *Tabary et al.* (2007). Afin de filtrer les artefacts de mesure constatés lors d'une première analyse, les zones de pluie inférieures à 20 km² ont été assimilées à du bruit et donc retirées. En outre, certains radars (par exemple celui de Bordeaux) montrent des signaux importants en air clair qui peuvent être confondus dans certains cas avec de la pluie. C'est pourquoi nous avons également choisi de ne pas tenir compte des taux de pluie inférieurs à 1 mm/h (sur 5 minutes). Ce dernier point est délicat car les pluies stratiformes peuvent présenter des valeurs inférieures à ce taux de pluie. Cette solution s'est néanmoins avérée efficace pour supprimer les artefacts de mesure identifiés (d'autres solutions ont été testées mais avec des résultats moins probants pour établir une climatologie).

Il est à noter que la mosaïque de pluie ainsi construite est régulièrement comparée à des pluviomètres pour réaliser un étalonnage. En particulier un facteur de correction uniforme sur la zone est appliqué toutes les heures à chaque radar. Pour avoir une idée qualitative de la validité du cumul estimé par le réseau radar ARAMIS, on peut le comparer avec celui obtenu par le réseau de pluviomètres (Fig. 3.18). Le cumul donné par le réseau ARAMIS est plutôt en bon accord avec le réseau de pluviomètres. Les régions sèches (côte méditerranéenne et bassin parisien) tout comme les régions humides (façade atlantique, Vosges) se retrouvent sur les deux cartes. Néanmoins, la pluie sur certaines régions comme le nord des Alpes est clairement sous-estimée. Finalement, une comparaison plus précise et quantitative réalisée par *Emmanuel et al.* (2012) a montré que le réseau n'est pas encore prêt pour être utilisé en hydrologie urbaine.

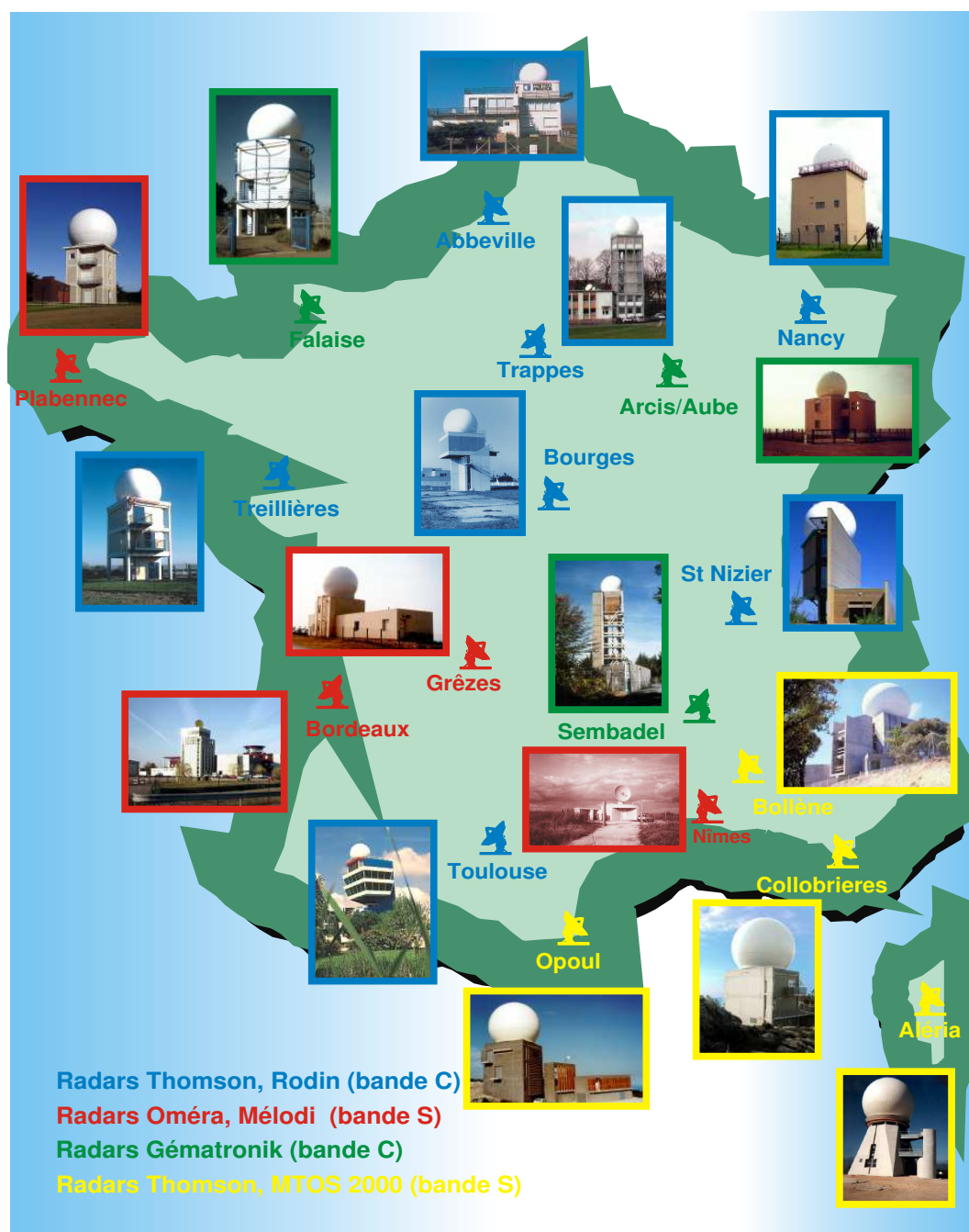


FIGURE 3.17 : Emplacement des principaux radar du réseau ARAMIS (d'après Malardel (2005))

3.3.1 Cumul journalier de précipitations

Le cumul journalier par mois sur la France montre un visage assez contrasté suivant la période et la région (Fig. 3.19). Il pleut beaucoup en automne sur le sud-est de la France (octobre et novembre) et sur la façade atlantique (en particulier la Bretagne et le Pays Basque) et les Vosges (décembre) (en moyenne plus de 5 mm/j). Les mois d'hiver quant à eux sont plutôt secs avec une moyenne de 2 mm/j et environ 1 mm/j sur le bassin parisien. Le printemps est relativement humide et homogène avec des valeurs autour de 3 mm/j et quelques maximums locaux dans le

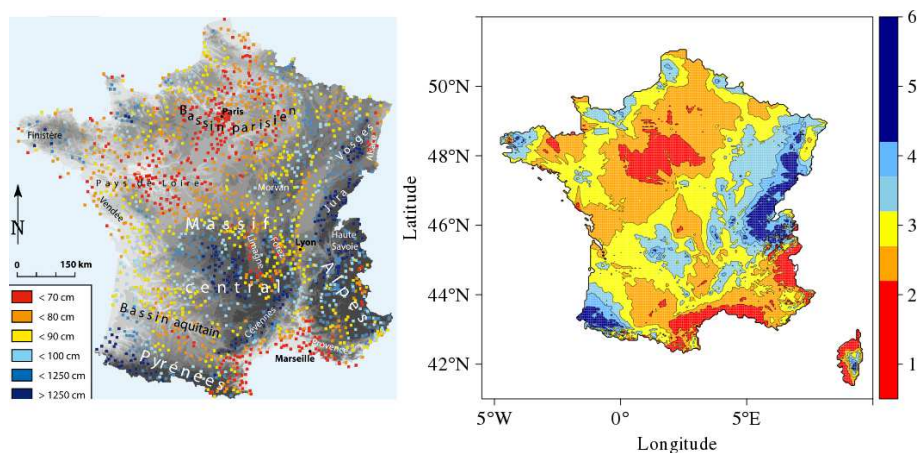


FIGURE 3.18 : A gauche, hauteur d'eau des précipitations entre 1970 et 2000 estimée par pluviomètres (d'après (Joly, 2011)) et à droite cumul journalier (mm/j) des pluies estimé par le réseau radar ARAMIS

sud (4 mm/j). Enfin, l'été est très sec sur la côte méditerranéenne (moins de 1 mm/j) et sur l'ouest de la France (2 mm/j). Par contre, le nord-est de la France reçoit des cumuls journaliers non négligeables (3 à 4 mm/j).

En ce qui concerne l'Eurorégion Alpes-Méditerranée, les pluies sont dans la moyenne française (2-3 mm/j). Par contre, elle sont plus faibles en été où elles sont comparables à celles de la côte méditerranéenne. En automne, les pluies sur la région sont au contraire plus fortes que sur le reste du territoire.

3.3.2 Occurrence de pluie

L'occurrence de pluie est présentée en figure 3.20. Avant toute chose, il faut rappeler que l'on présente l'occurrence des pluies modérées à intenses puisque l'on n'a gardé que les taux de pluie supérieurs à 1 mm/h sur 5 minutes. L'occurrence de pluie est maximale sur la France durant les mois de novembre et décembre. En particulier, la façade atlantique (et surtout la Bretagne et le Pays Basque) ainsi que les Vosges et le Jura présentent des occurrences de pluie supérieures à 7 jours (et jusque 11 jours par endroits) durant cette période. Les mois durant lesquels il pleut le moins sont, sans surprise, les mois d'été avec moins d'un jour de pluie sur la côte méditerranéenne tandis que sur les autres régions il pleut environ 1 à 2 jours. Les régions de la partie nord de la France présentent un nombre d'occurrence de pluie assez peu variable pendant l'année (entre 1 et 3 jours) sauf en novembre et décembre tandis que les régions du sud présentent une saisonnalité bien plus importante. Enfin, les reliefs (Massif Central, Vosges, Jura et Cévennes) sont favorables à l'occurrence des précipitations. Par contre, on remarque que les Alpes ne semblent pas particulièrement favorables aux précipitations. Pour autant, cette dernière observation doit être nuancée car on sait qu'il n'existe pas de radar assez proche des Alpes actuellement intégré dans la mosaïque ce qui peut expliquer ces faibles valeurs (altitude du faisceau très haute, masque des Alpes).

Globalement, il pleut moins sur l'Eurorégion Alpes-Méditerranée que sur le reste du territoire français avec un comportement comparable à celui du reste la côte méditerranéenne. Par contre, en automne elle subit des précipitations plus régulièrement

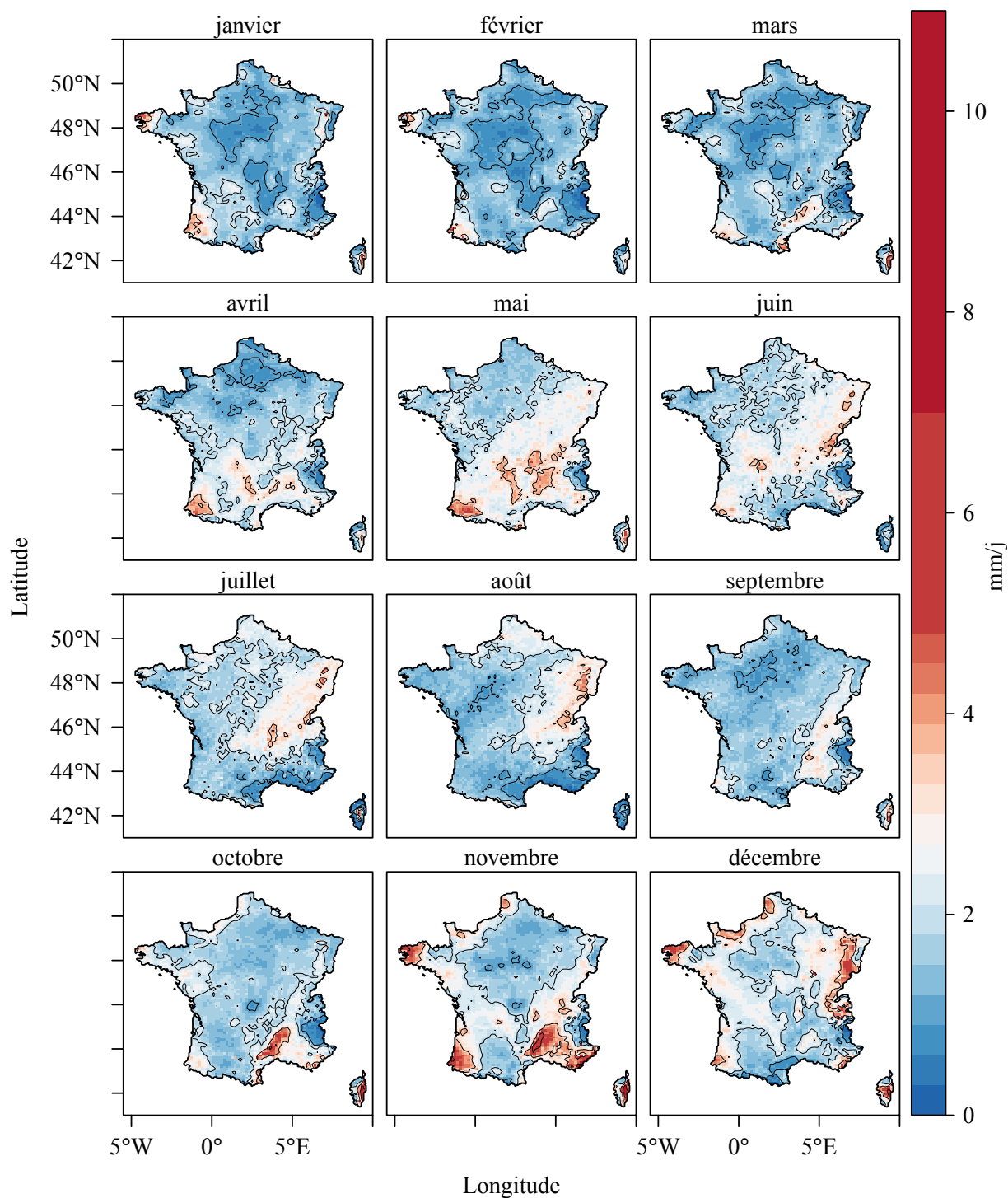


FIGURE 3.19 : Cumul journalier de pluie (mm/j) (pour des précipitations supérieures à 1mm/h sur 5 minutes) par mois calculé entre juillet 2006 et juin 2013

que le reste de la côte méditerranéenne et a un comportement qui se rapproche de celui des Cévennes et du Jura.

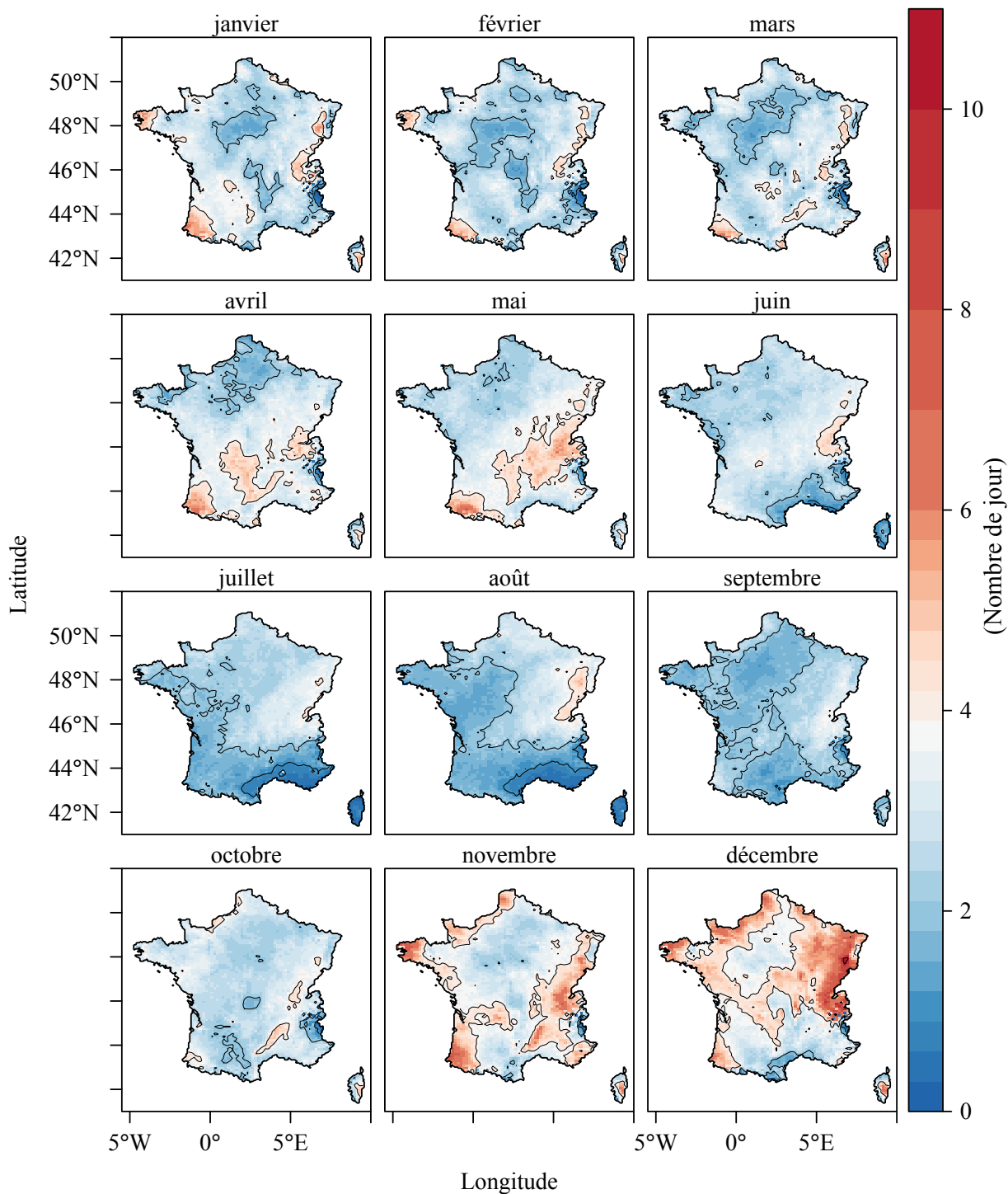


FIGURE 3.20 : Occurrence de pluie cumulée sur 5 minutes (nombre de jour) (pour des précipitations supérieures à 1mm/h sur 5 minutes) par mois calculée entre juillet 2006 et juin 2013

3.3.3 Extrêmes de pluie

Nous avons, comme pour le radar Hydrix, cherché à identifier les zones sujettes aux précipitations extrêmes du point de vue météorologique et hydrologique. La première étape a été de s'intéresser aux extrêmes météorologiques. La figure 3.21 montre à première vue des valeurs assez faibles par rapport aux MEE identifiés par le radar Hydrix (voir figure 3.8). Ce résultat doit être pris avec précaution pour les trois raisons suivantes : la première est l'atténuation du faisceau (pour les radars en bande C). En effet, celle-ci est nettement plus forte dans les pluies fortes (convectives) que dans les pluies stratiformes (voir à ce sujet la section 2.2.4). Et de plus, contrairement au radar Hydrix, elle n'est pas corrigée. Le second problème est lié à la relation de Marshall-Palmer. En effet, nous avons montré dans la partie 2.1 qu'en utilisant une simple relation Z-R la variabilité de la DSD n'est pas prise en compte. Comme l'impact de la DSD est très important pour les pluies convectives, la mesure radar peut être dans ce cas là de moins bonne qualité. Ce problème a déjà été soulevé par *Emmanuel et al.* (2012) qui a montré que le réseau radar était bien meilleur en hiver quand les précipitations sont de type stratiforme. Enfin, le troisième problème provient du recalibrage de la lame d'eau avec les pluviomètres. En effet, un unique facteur est utilisé sur la zone de pluie où l'on peut trouver à la fois des pluies stratiformes et convectives ce qui peut avoir pour effet de lisser le signal de pluie. Néanmoins, bien que les valeurs de MEE soient faibles, le calcul des quantiles permet cependant d'apprécier les zones et les périodes qui ont les taux de pluie instantanés les plus importants.

Le cycle saisonnier est très marqué : l'hiver est épargné par les événements intenses sur toute la France (partout inférieur à 8 mm/h). Le printemps est une saison de transition : en avril des événements intenses commencent à apparaître sur le sud de la France puis remontent et couvrent l'ensemble du territoire en juin avec des maximums autour de 15 mm/h. Juillet est le mois où la probabilité d'événements intenses est la plus généralisée sur le territoire. Les zones les plus affectées correspondent plutôt à la partie est de la France. La région où l'on a la plus faible probabilité d'avoir des événements intenses est la côte méditerranéenne. Ce dernier résultat est surprenant car bien que la période soit sèche dans cette région, des orages violents éclatent en fin d'après-midi comme montré par le radar Hydrix dans l'Eurorégion Alpes-Méditerranée. Il est possible que ces événements soient sous-estimés en intensité par le réseau radar ou qu'ils soient très peu nombreux par rapport aux périodes sèches et n'apparaissent pas au quantile 99.9%. En août, les valeurs des MEE diminuent mais la position des maximums reste globalement la même. Au contraire, au mois de septembre un changement brutal de régime est observé puisque c'est sur la côte méditerranéenne que l'on rencontre le plus d'extrêmes alors que le reste du territoire est épargné. Cette situation n'évolue pas jusqu'à la fin du mois de novembre. Durant ces trois mois, la zone des Cévennes, le sud des Alpes et l'est de la Corse sont constamment frappés par des précipitations très intenses (plus de 20 mm/h et comme discuté plus haut cette valeur est probablement bien plus importante en réalité). Enfin, en décembre la situation redevient assez calme sur l'ensemble du territoire.

L'Eurorégion Alpes-Méditerranée montre un comportement globalement identique au reste de la côte méditerranéenne durant la plus grande partie de l'année. Par contre, en automne, le comportement en terme d'extrêmes est plus proche de

celui mis en évidence sur les Cévennes.

En ce qui concerne les extrêmes hydrologiques (Fig. 3.22), durant l'hiver, nous constatons une forte probabilité d'obtenir des cumuls journaliers importants sur le sud du pays et en particulier sur le Pays Basque, sur le Languedoc-Roussillon, le sud des Alpes et la Corse (jusqu'à 100 mm/j à certains endroits). Au nord les valeurs sont relativement faibles. Au printemps, nous observons toujours des maximums sur le sud mais peu intenses. En été, les maximums se trouvent plutôt sur l'est de la France (nord de Lyon) mais ne sont pas non plus très forts. A partir de septembre et surtout durant les mois d'octobre et novembre, de forts cumuls journaliers touchent le sud-est de la France avec un maximum bien identifié sur les Cévennes et des maximums secondaires sur la côte basque, la côte méditerranéenne et la Corse. En décembre, la situation se calme en général mais il reste quelques fortes probabilités d'événements intenses sur les reliefs des Cévennes et l'est de la côte méditerranéenne.

Le comportement de l'Eurorégion Alpes-Méditerranée est plus proche des Cévennes ou du Pays Basque que de celui du reste de la côte méditerranéenne. Nous observons également que c'est une région sensiblement plus affectée par les extrêmes hydrologiques que le reste de la France.

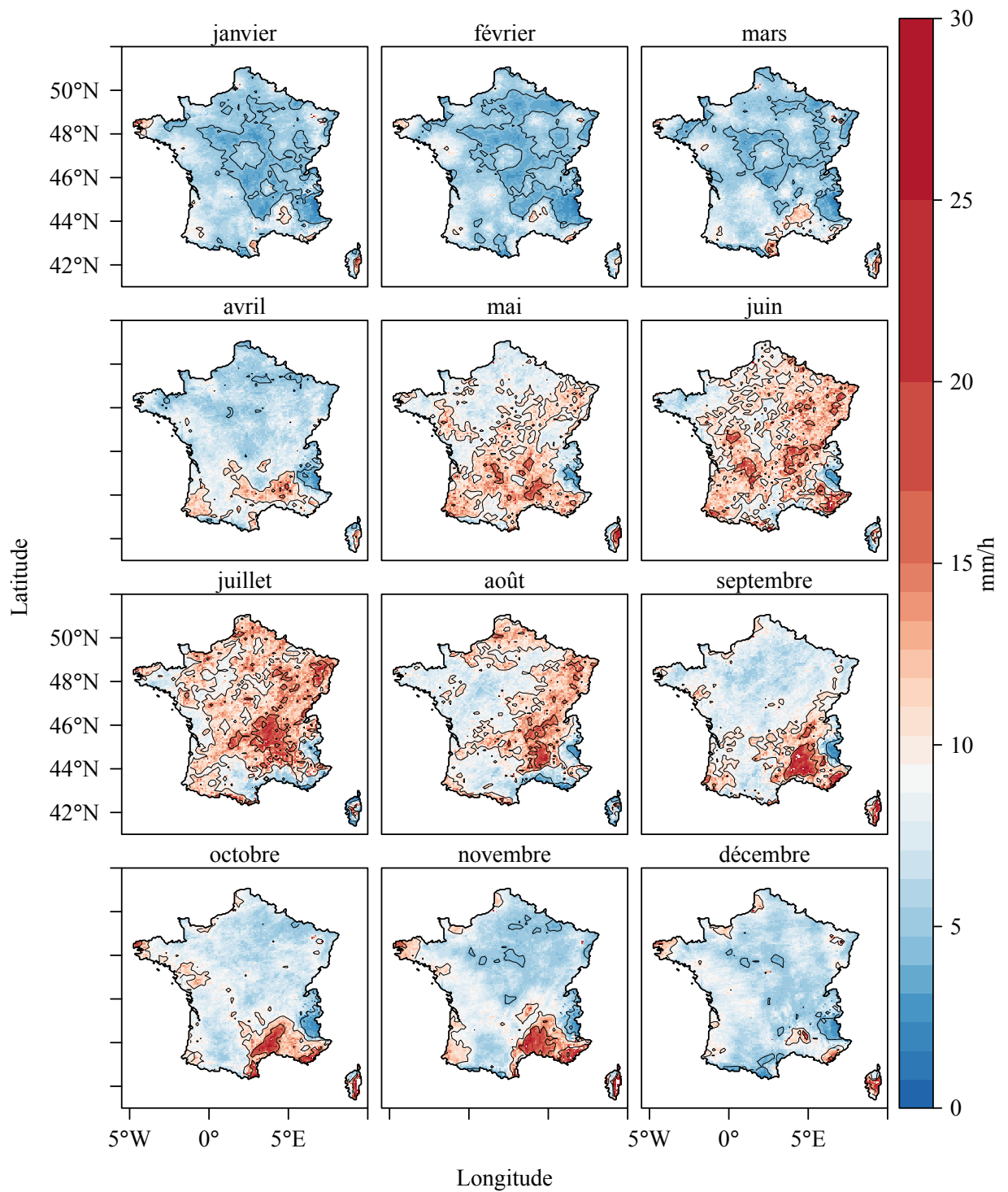


FIGURE 3.21 : 99,9^{ème} quantile du taux de pluie (pour des précipitations supérieures à 1mm/h sur 5 minutes) par mois calculé entre juillet 2006 et juin 2013

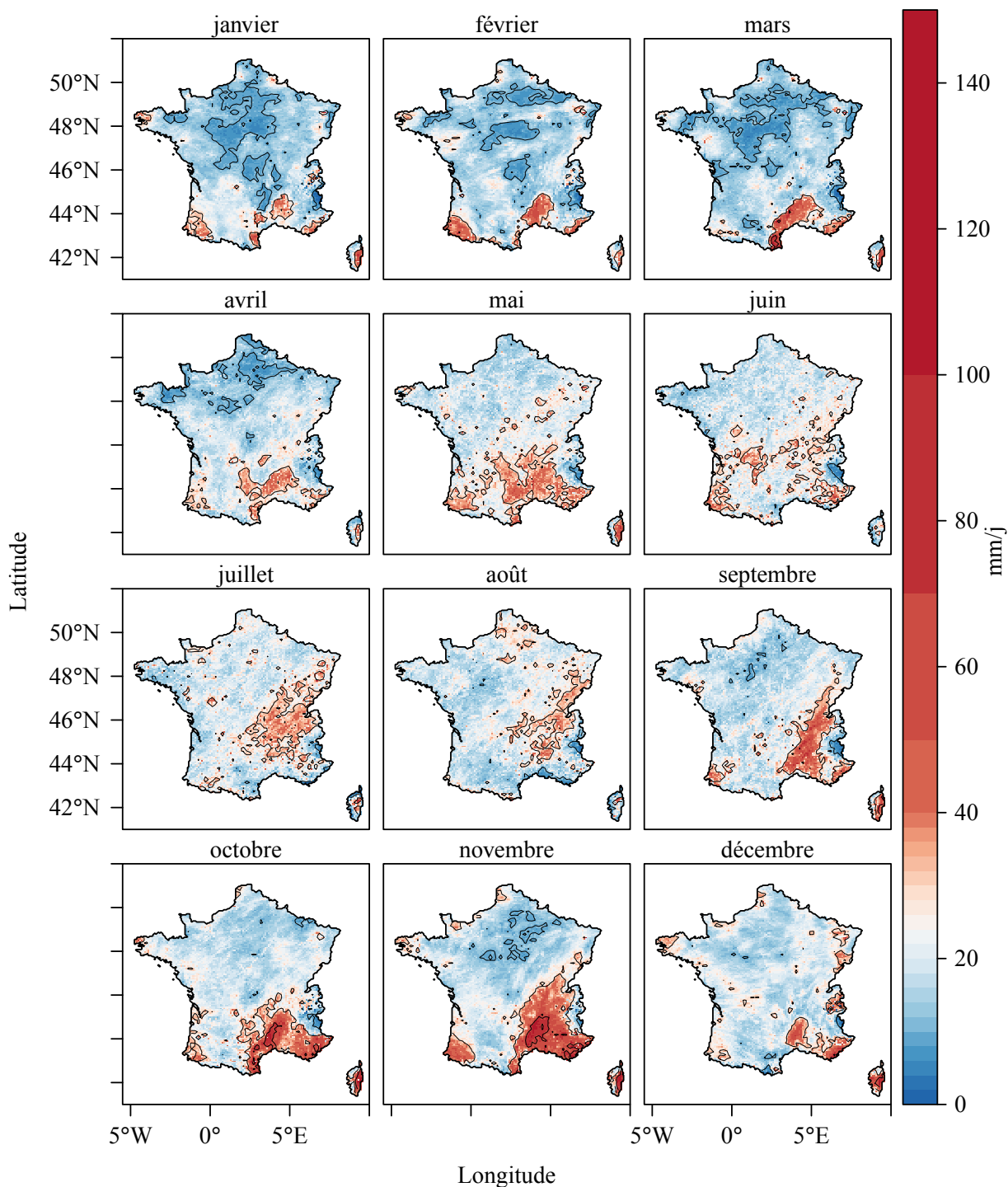


FIGURE 3.22 : 99^{ème} quantile du cumul journalier de pluie (pour des précipitations supérieures à 1mm/h sur 5 minutes) par mois calculé entre juillet 2006 et juin 2013

3.3.4 Caractéristiques pluviométriques de l'Eurorégion Alpes-Méditerranée

Nous avons vu dans la partie précédente que certaines régions françaises montrent des comportements en terme de pluviométrie proches de celui observé dans la région couverte par le radar Hydrix. Il est alors apparu intéressant de déterminer précisément quelles étaient ces régions. En effet, certaines régions françaises bénéficient d'une couverture instrumentale très dense ce qui permet d'étudier en détail les processus associés aux précipitations. Par conséquent, si l'on peut montrer que l'Eurorégion Alpes-Méditerranée a un comportement pluviométrique proche de celui de telles régions, cela pourrait permettre de mieux appréhender le comportements des précipitations mis en évidence dans le cadre de cette thèse.

Afin de déterminer les régions ayant un comportement pluviométrique similaire à celui de l'Eurorégion Alpes-Méditerranée, nous avons utilisé l'algorithme des *K-means*. L'algorithme des *K-means* (K-moyennes) est un algorithme statistique qui, à partir d'un ensemble d'observation (x_1, \dots, x_m) , permet de répartir les données en k groupes. Ces groupes sont constitués de manière à ce qu'au sein de ces groupes la distance moyenne entre les points soit minimale :

$$\min(\sum_{i=1}^k \sum_j^n (x_j - \bar{x}_i)^2) \quad (3.7)$$

où \bar{x}_i est la moyenne des n points du groupe i . Il faut noter que le nombre de point dans un groupe est variable. Ainsi, les quatre paramètres présentés précédemment (cumul, occurrence, MEE et HEE) ont été utilisés afin de créer k classes ayant des caractéristiques pluviométriques distinctes. La méthode des K-means demande un nombre à priori de classes qu'il faut déterminer. Ce nombre de classes définira dans notre cas le nombre de climats pluviométriques différents que l'on trouve sur le territoire français. La méthode la plus simple pour choisir le nombre de classe est la méthode "du coude" : nous calculons la variance au sein de chaque classe par rapport à la variance totale. Plus la variance au sein d'une classe est petite plus cela signifie que l'algorithme a permis de trouver des groupes de points ayant des caractéristiques proches. Quand on représente la variance en fonction du nombre de classe, on cherche à déterminer l'endroit où l'on trouve une cassure importante (c'est-à-dire un "coude"). A partir de cet endroit, la variance ne baisse plus significativement en ajoutant une nouvelle classe montrant que l'on a identifié le nombre de classe optimal.

La figure 3.23 (a) représente la variance moyenne par classe. Il s'avère difficile de détecter un coude dans la série de variance, nous avons alors calculé la dérivée de la variance moyenne par classe (Fig. 3.23 (b)). On s'aperçoit dans ce cas que la dérivée diminue non régulièrement. On a donc choisi un seuil à 5 % en-dessous duquel on ne considère plus le changement de variance assez significatif pour ajouter une classe. Ce seuil conduit ainsi à conserver six classes. D'autres méthodes plus efficaces peuvent être utilisées pour déterminer le nombre optimal de classe à conserver (méthode de la silhouette, critère de Calinski ...) mais il faut noter que chercher le nombre de classe dans notre cas n'a qu'un sens limité puisqu'il faudrait finalement avoir un nombre considérable de classe pour caractériser l'ensemble de la variabilité des précipitations sur la France. Ainsi pour cette analyse, l'idée n'était pas de déterminer le nombre de groupe minimal à conserver pour minimiser la perte de variance mais

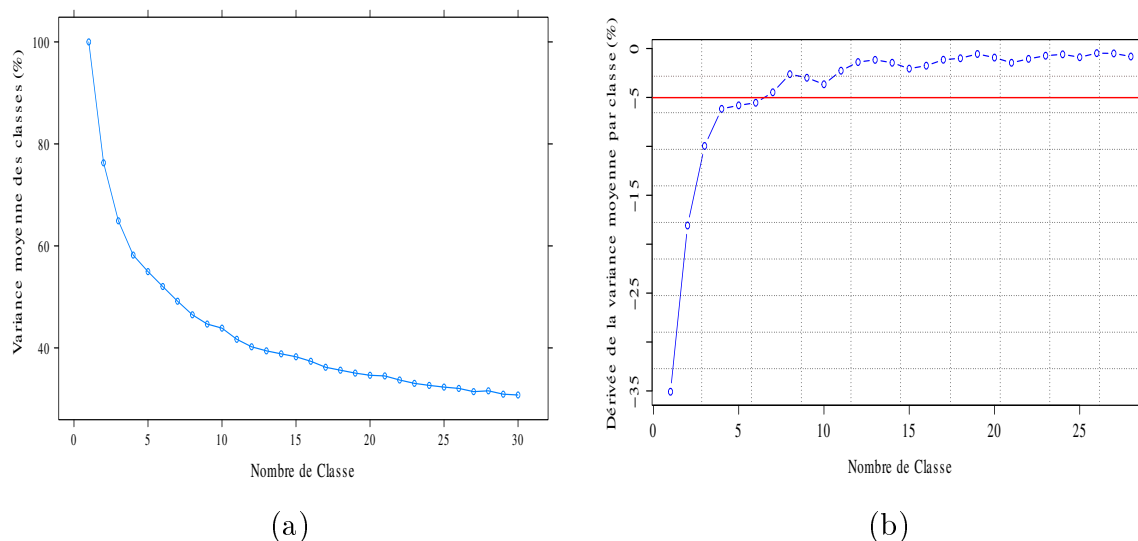


FIGURE 3.23 : Méthode de la recherche "du coude" : (a) variance moyenne par classe par rapport à la variance totale (en %) et (b) dérivée de la variance moyenne par classe

plutôt d'avoir une première information sur la similitude des régions entre elles en terme de pluviométrie.

Le résultat de l'algorithme des K-means appliqué aux quatre paramètres (cumul, occurrence et extrêmes météorologiques et hydrologiques) est présenté en figure 3.24. Le premier constat est que l'algorithme discrimine très efficacement les zones (l'algorithme n'ayant aucun a priori sur la classe à laquelle appartienne chaque point). Les six classes détectées correspondent :

1. Au bassin parisien, au nord-ouest de la France et au nord des Alpes
2. Au centre et centre-est de la France (sauf les Vosges et Jura)
3. Au Pays Basque, aux Cévennes, au sud des Alpes et à l'est de la Corse
4. Au sud de la France (à l'exception des zones déjà citée en 3)
5. A la façade atlantique sauf la Charente et le Pays Basque
6. Au Vosges et au Jura

Comme noté précédemment, les résultats sur le nord des Alpes ne semblent pas significatifs. Les précipitations dans l'Eurorégion Alpes-Méditerranée correspondent à la fois à la classe n° 3 et à la classe n° 4. La zone n° 4 correspond au sud de la France. La classe n° 3 correspond quant à elle à des régions qui possèdent deux caractéristiques importantes : elles se situent à proximité de la mer (ou de l'océan) et correspondent aux contreforts d'une chaîne de montagne. Ces conclusions sont intéressantes dans le sens qu'il apparaît très probable que les processus mis en jeu dans l'Eurorégion Alpes-Méditerranée le seront également dans ces régions.

Conclusion

Ce chapitre avait pour ambition de renseigner sur le comportement fine échelle des précipitations dans l'Eurorégion Alpes-Méditerranée. Pour cela nous avons utilisé

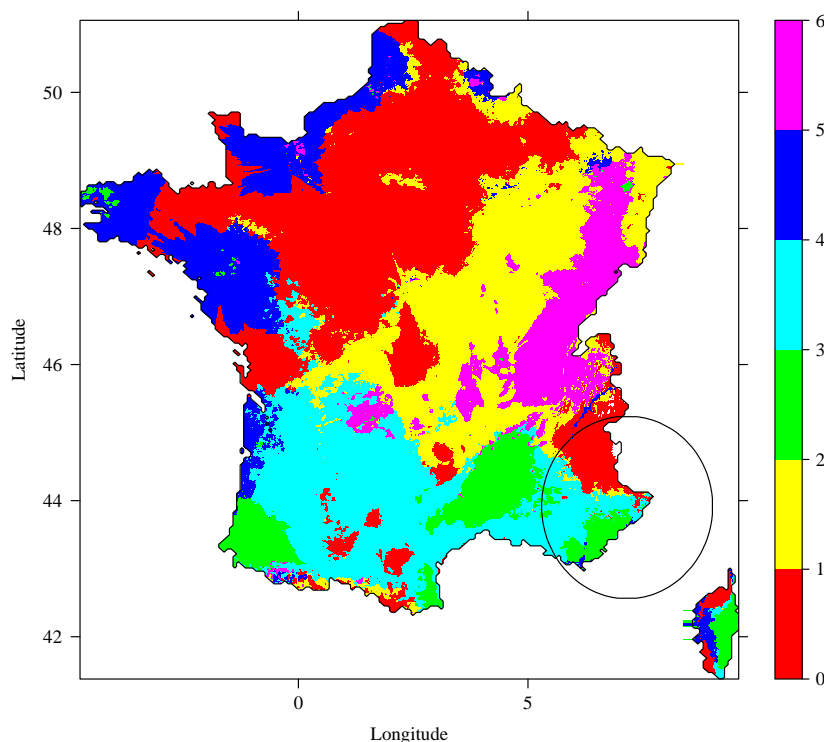


FIGURE 3.24 : Les six classes trouvées par l’algorithme des K-means pour les paramètres de cumul, d’occurrence et d’extrêmes météorologiques et hydrologiques. On a aussi représentée la zone couverte par le radar Hydrix.

les mesures fines échelles du radar Hydrix entre 2009 et 2012. Nous avons à la fois considéré les cumuls de pluie, le nombre de jours de pluie et les valeurs extrêmes. En ce qui concerne les extrêmes nous avons à la fois étudié le comportement des extrêmes hydrologiques et météorologiques. Afin de mener à bien cette analyse nous avons choisi de commencer cette étude par la petite échelle temporelle c’est-à-dire le cycle diurne puis dans un deuxième temps par les plus grandes échelles (cycle saisonnier et variabilité inter-annuelle). Nous nous sommes aussi intéressés au déplacement des précipitations afin de caractériser leur orientation et leur vitesse en fonction de la période de l’année mais aussi en fonction du cumul de pluie. Enfin, dans une dernière section, nous avons réalisé une étude identique sur les données du réseau radar ARAMIS de manière à mettre en évidence les régions présentant des caractéristiques pluviométriques similaires à celle de l’Eurorégion Alpes-Méditerranée.

Ainsi, dans un premier temps, nous avons mis en évidence l’existence d’un cycle diurne sur le continent entre avril et août. Les régions des Pré-Alpes et de la Provence sont affectées par ce cycle dès le mois d’avril tandis que les Alpes sont affectées plus tardivement dans la saison. Globalement, le cycle diurne est caractérisé par une augmentation des précipitations entre 10 h et 22 h probablement liée à l’activité convective sur la zone (à ce propos voir le chapitre 5). Un pic secondaire est également détecté en fin de nuit durant les mois d’automne et d’hiver. Celui-ci semble lié au déclenchement de brise de terre. A plus large échelle, l’étude de la variabilité saisonnière des précipitations a révélé que la pluie présente une migration durant

l'année de la mer vers la terre. Ce comportement est très probablement lié à la variation saisonnière des processus dynamiques dans l'atmosphère. Nous avons aussi montré, qu'en moyenne, les extrêmes météorologiques apparaissent à partir de la fin du printemps sur le continent puis se déplacent sur la mer Méditerranée en automne. Ces événements extrêmes sont très probablement liés aux systèmes convectifs. En ce qui concerne l'échelle inter-annuelle, la pluie montre une variabilité modérée en terme de cumul journalier et d'événements hydrologiques extrêmes mais une importante variabilité en ce qui concerne le nombre de jours de pluie et les extrêmes météorologiques. En particulier les années 2009 et 2010 ont révélé une forte propension à l'occurrence d'extrêmes météorologiques comparé aux années 2011 et 2012. L'analyse en ondelettes a permis de détecter d'autres variabilités temporelles comme des oscillations de périodicités 40 jours qui pourrait correspondre à un train d'ondes s'étendant sur l'Europe et le nord-ouest de la Russie.

L'étude du déplacement nous a permis de montrer que la vitesse de déplacement médiane des précipitations est de 26 km/h avec un maximum en été de 40 km/h et un minimum en hiver de 20 km/h. En ce qui concerne l'orientation du déplacement, on a constaté que celui-ci est dirigé plein nord sans variabilité annuelle. Enfin, on a pu montrer que les cumuls les plus importants correspondait en moyenne au vitesse de déplacement les plus lentes.

Finalement la comparaison des données du radar Hydrix avec celle du réseau radar ARAMIS révèle que l'Eurorégion Alpes-Méditerranée possède des caractéristiques pluviométriques proches de celles des Cévennes ou du Pays Basque. Ces régions ont la particularité d'être situées à proximité de la mer ou de l'océan et de connaître un relief tourmenté. En termes pluviométriques ces régions sont assez sèches durant l'été mais assez humides en automne par rapport au reste du territoire. De plus, ces régions sont marquées par des extrêmes météorologiques très importants quasiment toute l'année. Enfin, en automne, elles ont une forte probabilité d'avoir des extrêmes hydrologiques importants.

L'analyse présentée dans ce chapitre est originale dans le sens où elle se base sur des données à très fine résolution spatiale et temporelle sur une région étendue. De plus, la base de données utilisées couvrant quatre années, nous avons pu établir une analyse statistique du comportement des précipitations dans la région. Ce travail a donc permis de répondre partiellement à plusieurs questions scientifiques énoncées dans l'introduction de ce manuscrit de thèse. En particulier elle a permis de renseigner sur l'influence de la topographie sur les précipitations mais aussi d'apporter des renseignements sur le comportement des précipitations sur la mer Méditerranée. Les résultats de cette étude peuvent être utilisés dans le cadre de validation de modèles à fine résolution temporelle et spatiale ou d'algorithme de descente d'échelle (*downscaling*). Les zones identifiées comme sujettes aux extrêmes de précipitations devront bénéficier d'une plus dense couverture d'instruments de mesures au sol tels des pluviomètres ou des radars mobiles afin de mieux comprendre et donc prévoir de tels événements.

Chapitre 4

Propriétés d'échelle

DANS CE DEUXIÈME CHAPITRE DE RÉSULTAT, il est apparu intéressant de compléter la caractérisation de la pluie initiée dans le chapitre 3 en étudiant la pluie non plus à une échelle spatiale ou temporelle donnée mais pour l'ensemble des gammes d'échelle à notre disposition. Pour cela nous avons caractérisé les propriétés d'échelle de la pluie au moyen d'analyses spectrales (une publication basée sur les analyses présentées dans cette partie se trouve en annexe (section A.2)).



Introduction

Tous les processus météorologiques de l'échelle synoptique (systèmes dépressionnaires) à l'échelle micrométrique (formation des gouttes d'eau) impactent les caractéristiques spatiales et temporelles de la pluie. Ainsi, les précipitations sont engendrées

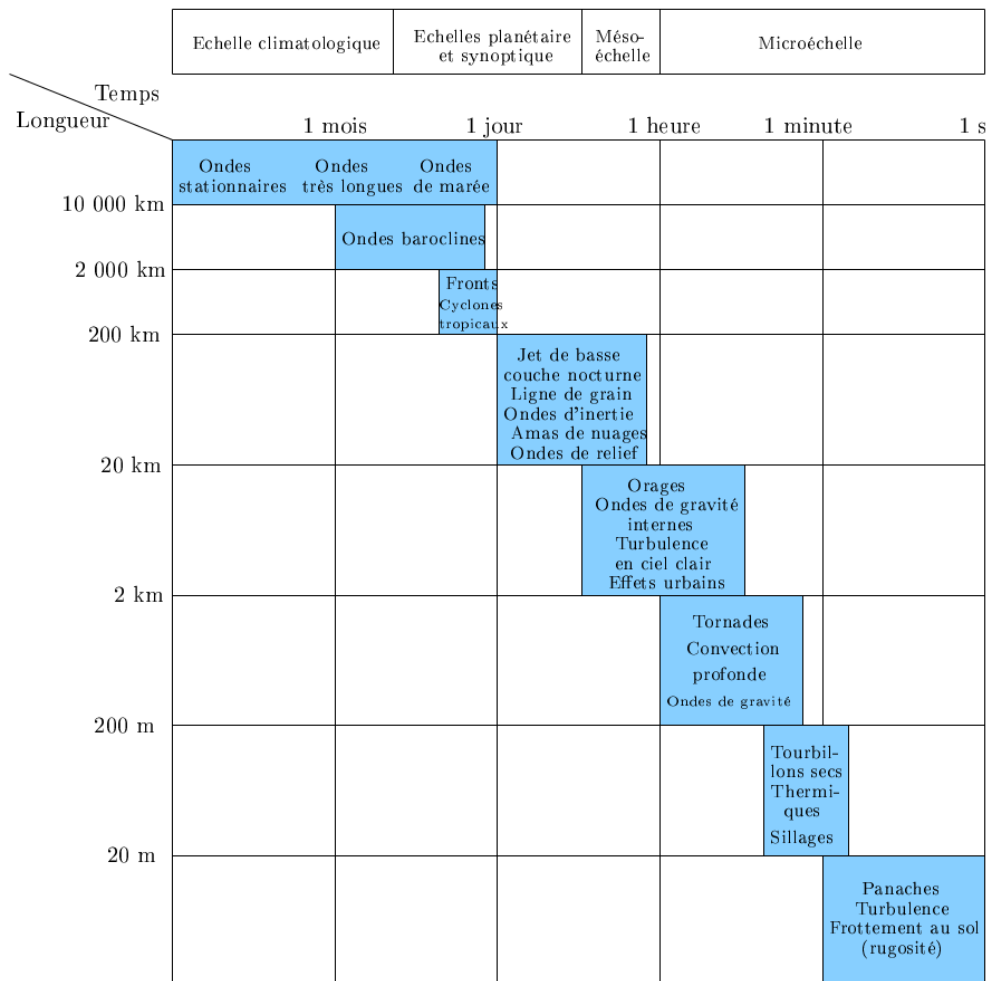


FIGURE 4.1 : Résumé des échelles de temps et d'espace pour la plupart des phénomènes météorologiques identifiés (d'après *Juwanon du Vachat*, 1994; *Orlanski*, 1975)

par un large spectre de phénomènes dont les contributions sont difficiles à déterminer et à quantifier. Les premiers modèles qui ont essayé de prendre en compte la variabilité des précipitations étaient basés sur une approche cellulaire de la dynamique atmosphérique (*Austin et Houze*, 1972; *Hobbs*, 1978; *Matejka et al.*, 1980). Cette approche, que l'on peut comparer aux poupées russes, consiste à décrire la variabilité des précipitations en considérant des phénomènes météorologiques de petites tailles (cellule convective) regroupés au sein de systèmes précipitants de tailles plus importantes (convection organisée de méso-échelle), eux mêmes faisant partie d'ensembles de tailles encore plus importantes (fronts météorologiques) et ainsi de suite jusqu'à l'échelle synoptique voire planétaire. Cette approche a l'avantage de simplifier la compréhension de la circulation atmosphérique et de permettre de se raccrocher à des phénomènes météorologiques donnés pour interpréter la complexité de l'atmosphère. Cependant, elle ne caractérise que des échelles discrètes et n'explique pas les liens entre ces échelles. Pourtant, appréhender ces liens entre les échelles est un grand défi de la physique de l'atmosphère puisqu'il est nécessaire de mieux comprendre les interactions d'échelles afin d'améliorer la prévision du temps

et la compréhension des mécanismes atmosphériques. Une bonne illustration, bien qu'un peu ancienne, de l'approche cellulaire qui montre la variabilité impressionnante qu'elle soit temporelle ou spatiale des phénomènes météorologiques provient des travaux de *Orlanski* (1975) (Fig. 4.1).

Une approche différente de la théorie cellulaire s'est développée dans les années 80 quand de nombreux auteurs (*Deidda*, 1999; *Fabry*, 1996; *Fraedrich et Larnder*, 1993; *Lovejoy et Schertzer*, 2008; *Mandapaka et al.*, 2009; *Nykanen et Harris*, 2003; *Olsson et al.*, 1993; *Over et Gupta*, 1996; *Tessier et al.*, 1993; *Verrier et al.*, 2011) ont montré empiriquement que le comportement complexe de la pluie peut être caractérisé par une invariance d'échelle (les études sur les propriétés d'échelles de la turbulence sont bien plus anciennes (voir *Kolmogorov*, 1941)). L'invariance d'échelle (ou autosimilarité) se traduit par le fait que les moments statistiques de la pluie suivent une loi puissance dont l'exposant reste constant sur une gamme d'échelles. Cette approche a conduit à un changement complet de paradigme par rapport à la théorie cellulaire puisqu'elle ne se base plus sur l'analyse d'échelles discrètes mais au contraire considère l'ensemble des échelles météorologiques ainsi que les liens entre ces échelles. De plus, plusieurs études (*Harris et al.*, 1996; *Nykanen*, 2008; *Nykanen et Harris*, 2003; *Over et Gupta*, 1994, 1996; *Perica et Foufoula-Georgiou*, 1996; *Purdy et al.*, 2001) ont montré que différents exposants caractérisant l'invariance d'échelle sont influencés par les processus météorologiques sous-jacents (temps synoptique, CAPE ou orographie). Ces constatations tendent à montrer l'influence des phénomènes atmosphériques sur les propriétés d'invariance d'échelle des précipitations.

Ces deux théories bien que très différentes semblent être intrinsèquement liées. Par exemple, on observe des cassures dans le comportement fractal de la pluie à des échelles typiques qui pourraient correspondre aux échelles de la théorie cellulaire (voir par exemple *Fabry*, 1996; *Fraedrich et Larnder*, 1993; *Olsson et al.*, 1993). C'est dans ce cadre que s'inscrit le travail réalisé dans ce chapitre. En particulier, on a cherché à étudier statistiquement (à travers l'analyse des propriétés d'échelle) la variabilité temporelle et spatiale des précipitations de l'Eurorégion Alpes-Méditerranée et à interpréter cette variabilité en terme de processus météorologiques.

4.1 Invariance d'échelle

Comme expliqué dans l'introduction de ce chapitre, de nombreux auteurs ont montré les propriétés d'invariance d'échelle dans une multitude de champs géophysiques. Dans cette section, nous présentons l'analyse spectrale qui permet de mettre en évidence le comportement fractal de la pluie et nous expliquons comment associer les propriétés d'échelles aux processus météorologiques.

4.1.1 Analyse spectrale

L'analyse spectrale, tout comme d'autres outils tels que les variogrammes et l'autocorrélation (voir *Barros et al.*, 2004; *Berne et al.*, 2004, 2009; *Creutin et Obled*, 1982; *Kirstetter et al.*, 2010; *Lebel et al.*, 1987; *Mandapaka et al.*, 2012a; *Molinié et al.*, 2012), permet d'étudier les propriétés du moment de deuxième ordre d'un champ géophysique. Il a été montré que si un processus physique présente une in-

variance d'échelle dans le temps ou l'espace alors sa densité spectrale de puissance a la forme d'une loi puissance dans le domaine des fréquences (Eq. 4.1) :

$$P(f) \sim f^{-\beta} \sim T^{\beta} \quad (4.1)$$

où f est la fréquence et T la période. La diminution (augmentation) de $P(f)$ avec la fréquence (période) est liée à l'augmentation de la variance moyenne avec l'échelle. L'exposant β nous renseigne sur la rapidité de cette augmentation de variance. En d'autres termes, il montre avec quelle rapidité l'autocorrélation (en se rappelant que l'autocorrélation est la transformée de Fourier de la densité spectrale de puissance) décroît avec le décalage (temporel ou spatial). Plus l'autocorrélation diminue rapidement, plus la valeur de l'exposant β est petite. Pour un bruit blanc l'exposant β vaut donc 0 tandis qu'un processus très organisé (corrélé) possède un exposant β très grand. Un moyen de bien comprendre ce concept est de considérer un mouvement brownien (par exemple une marche aléatoire). Un mouvement brownien est très corrélé au temps $t + 1$ avec le temps t et de moins en moins corrélé au fur et à mesure que le décalage augmente. Par conséquent, la variance moyenne au décalage 1 est inférieure à la variance moyenne au décalage n ($n > 1$). De plus, si la diffusivité associée à un mouvement brownien est très importante, alors l'autocorrélation diminue fortement avec le décalage et la pente spectrale est faible.

Le comportement en loi puissance de la densité spectrale de puissance a été largement utilisé pour mettre en évidence le comportement d'invariance d'échelle dans des champs géophysiques tels que les cassures dans les roches (*Schmitt et Scholz, 1995*), le vent et la température (*Gage et Nastrom, 1986*), la réflectivité radar (*Tessier et al., 1993*) ou encore la distribution du phytoplancton (*de Montera et al., 2011*). La pluie a été également déjà largement étudiée aussi bien en ce qui concerne l'aspect temporel (*Fraedrich et Larnder, 1993*) que l'aspect spatial (*Mandapaka et al., 2009*).

Il n'existe pas de théorie qui explique rigoureusement le comportement fractal de la pluie mais, parce que la pluie est fortement couplée avec le vent, ce comportement pourrait être lié à la théorie des champs turbulents (voir *Corrsin, 1951; Kolmogorov, 1941, 1962; Obukhov, 1949*). Dans le cadre de cette théorie, Kolmogorov a montré en 1941 que les incréments de vitesse au sein d'un flux isotrope sont autosimilaires et que leur spectre spatial possède un exposant β égal à $5/3$. Plus tard, Corrsin et Obukhov ont montré que le spectre de la concentration d'un scalaire passif est également autosimilaire avec le même exposant $5/3$. Pour une discussion plus détaillée à propos du lien entre pluie et turbulence voir *Lovejoy et Schertzer (2008), Verrier (2011)*.

Quand on observe le comportement de la pluie, on se rend rapidement compte que le temps et l'espace ne sont pas indépendants. Par exemple, une cellule de pluie advectée rapidement par le vent induit une relation espace-temps. C'est pour cela que dans la suite on présentera également une analyse spatio-temporelle des spectres 2D. En effet, l'analyse 2D met en évidence les relations entre l'espace et le temps dans le domaine des fréquences, ce qui donne des informations à propos des caractéristiques spatio-temporelles de la pluie pour un phénomène météorologique donné analysé dans l'espace réel.

Dans cette section, on s'est attaché à expliquer que l'exposant du spectre dépend de la variance moyenne entre les échelles. Dans la section suivante, on explique

comment il est possible de relier la valeur de ces exposants ainsi que les gammes d'échelles fractales aux phénomènes météorologiques.

4.1.2 Propriétés fractales et processus météorologiques

Pour réaliser l'analyse des propriétés d'échelles d'un champ de pluie il faut en premier lieu surmonter quelques difficultés inhérentes au comportement de la pluie. Tout d'abord, la pluie est intermittente. Ce qui implique que le spectre d'une série temporelle de pluie correspond en fait à la superposition du signal de pluie et de l'alternance pluie/non pluie (que l'on appelle le support). L'effet des deux composantes ne peut pas être simplement distinguée (bien que l'on puisse voir facilement l'effet du support seul en ramenant toute la pluie à une série de zéros et de un). Ainsi, le seul moyen d'obtenir les propriétés intrinsèques de la pluie est d'analyser le signal de pluie uniquement pour des périodes de précipitations continues. Si on analyse la série temporelle ou spatiale de précipitations en incluant les périodes de pluies non continues, alors le support impacte le spectre comme l'ont montré *de Montera et al.* (2009), *Verrier et al.* (2011). En particulier, ces auteurs expliquent que les périodes sèches incluses dans une série de mesures ont tendance à diminuer la pente spectrale.

On peut penser que ces périodes sèches sont gouvernées par des processus physiques comme par exemple les ondes de gravité qui produisent des signatures typiques de pluie/non pluie ce qui impacte les périodes sèches et donc support à différentes échelles. Ainsi, le support lui-même est probablement gouverné par les processus physiques sous-jacents. Dans la suite de l'étude, nous avons utilisé la série de données complète sans enlever les périodes sèches.

La manière dont le radar mesure la pluie influence aussi les données. Par exemple, comme la largeur du faisceau radar augmente avec la distance, la résolution spatiale est moins bonne loin du radar et des procédures d'interpolation sont nécessaires pour obtenir un échantillonnage spatial constant (voir la méthode de Cressman dans la section 2.2.2). L'interpolation aura donc un impact important sur les petites échelles. La mesure radar pose un autre problème quand l'iso-0 ° C se trouve à faible altitude puisque le radar ne mesure plus de l'eau mais de la glace. La question est alors : Est-ce-que la pluie et la glace sont bien équivalentes en terme de comportement autosimilaire ? *Fabry* (1996) a apporté une première réponse à cette question en comparant des spectres de pluie et de neige au Canada. Il a montré que ces deux paramètres météorologiques ont en effet des comportements fractals différents mais uniquement à des échelles très petites (~ 10 s et ~ 100 m) en comparaison des échelles considérées dans ce travail. Finalement de nombreux autres facteurs peuvent influencer le comportement fractal de la pluie tels que les artefacts instrumentaux ou le bruit par exemple, et il importe de les prendre en compte sous peine de fausser l'analyse.

Nykanen (2008), *Nykanen et Harris* (2003), *Purdy et al.* (2001) ont montré empiriquement que l'exposant spectral β dépend du type de pluie (stratiforme vs convectif). En particulier, les événements de précipitations convectives montrent un exposant β plus important que les événements de précipitations stratiformes. Ainsi, cela signifie que les régimes d'invariance d'échelle associés au spectre de la pluie pourraient être expliqués par la physique sous-jacente. Pour tester cette hypothèse, il faut être capable de déterminer les échelles typiques associées aux différents pro-

cessus de pluie. L'une des possibilités est de se renseigner sur les échelles typiques des processus à l'origine de la pluie dans la région d'étude comme l'on fait *Fabry* (1996), *Fraedrich et Larnder* (1993), *Olsson et al.* (1993) (voir figure 4.2).

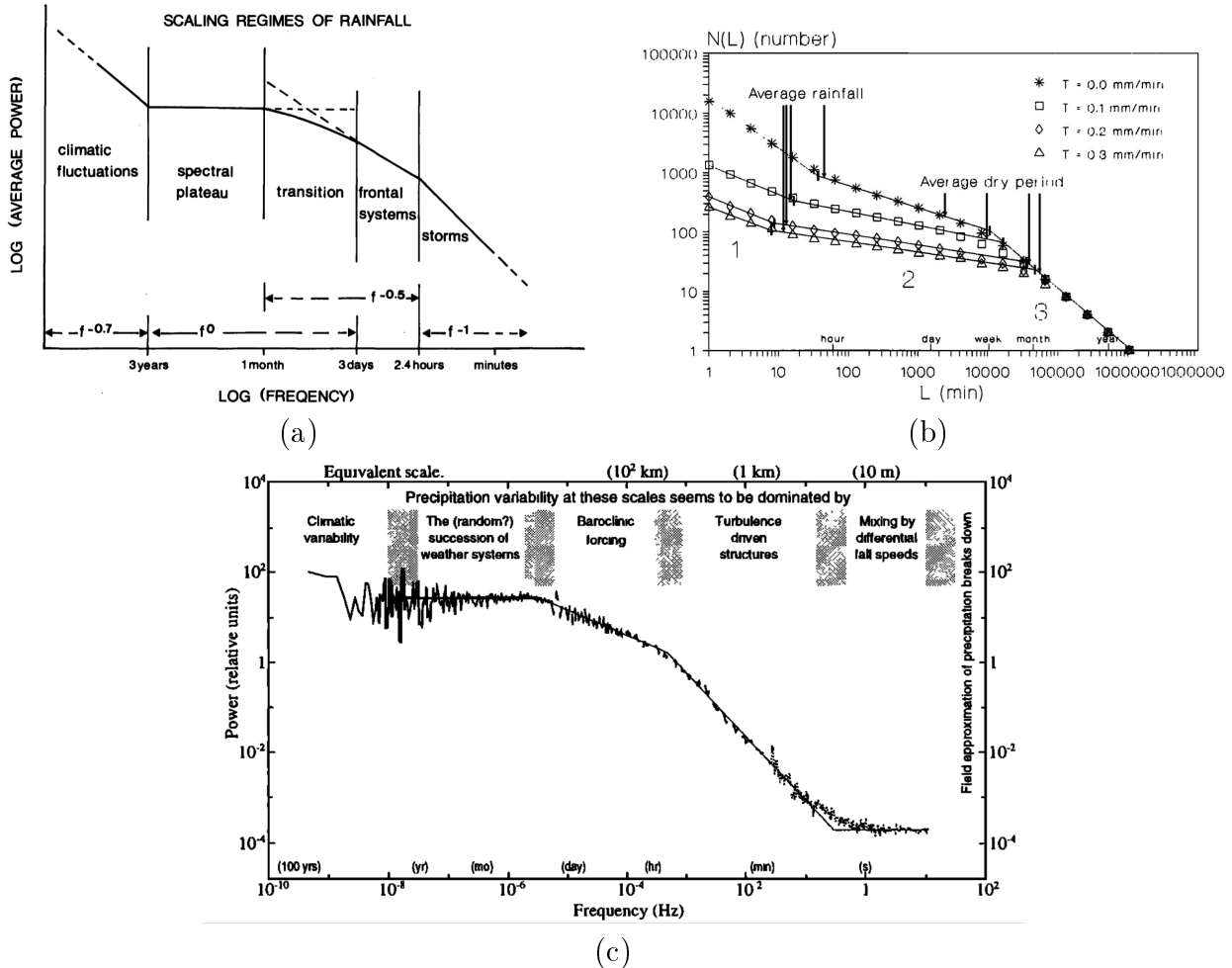


FIGURE 4.2 : (a) Schéma des régimes d'invariance d'échelle de la pluie sur l'Europe continentale (d'après *Fraedrich et Larnder* (1993)), (b) Méthode de *box counting* permettant de mettre en évidence les propriétés d'échelle d'une série de pluie en Suède pour différents seuils de pluie (T) (d'après *Olsson et al.* (1993)) (pour une explication du principe de la méthode de *box counting* voir *Verrier* (2011)) et (c) Spectre temporel (et échelles spatiales associées) d'une série de pluie au Canada (d'après *Fabry* (1996)).

Un aspect remarquable de la figure 4.2 est que, bien que les analyses ont été effectuées dans trois régions du monde différentes, elles montrent des comportements fractals très similaires notamment en ce qui concerne les périodes associées aux changements de pente. Ce constat est à la base de l'analyse présentée dans ce chapitre.

Plutôt que déterminer les échelles typiques par l'observation comme l'on fait les études précédentes, on peut estimer les échelles typiques des processus de pluie par l'analyse de l'équation du mouvement. Si l'on néglige les termes de viscosité, la projection sur l'axe x de cette équation s'écrit :

$$\frac{du}{dt} = fv - \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} \quad (4.2)$$

où u, v est le vent horizontal, P la pression, ρ la masse volumique de l'atmosphère et f le facteur de Coriolis.

On peut définir un nombre sans dimension R_o pour estimer le rapport entre l'accélération du mouvement et la force de Coriolis. Ce nombre s'appelle le nombre de Rossby :

$$R_o = \frac{du/dt}{fv} \sim \frac{U}{f_0 L} \quad (4.3)$$

où L est la dimension horizontale caractéristique et U est la vitesse horizontale caractéristique (pour plus de détails voir *Holton, 1992*). Le nombre de Rossby caractérise l'influence de la rotation de la Terre sur le mouvement par rapport aux autres mécanismes (représentés par l'accélération horizontale). Aux latitudes méditerranéennes, les valeurs typiques pour la vitesse horizontale et pour le facteur de Coriolis sont $U \sim 10$ m/s et $f_0 \sim 10^{-4}$ s $^{-1}$. En conséquence, on peut estimer les échelles temporelles et spatiales typiques des processus météorologiques en fonction de la valeur du nombre de Rossby (voir *Atkinson, 1981; Orlanski, 1975*). Une valeur importante du nombre de Rossby (de l'ordre de 10) signifie que la rotation n'a pas d'influence sur le mouvement. Cette valeur correspond à des durées typiques de 15 minutes et des dimensions typiques de 10 km ce qui caractérise les cellules orageuses isolées. Une faible valeur du nombre de Rossby ($\sim 0, 1$) signifie au contraire que la rotation joue un rôle très important sur le mouvement et correspond à l'échelle synoptique (dépressions des moyennes latitudes). Les durées associées sont d'environ un jour et les dimensions spatiales d'environ 1000 km. Enfin, les valeurs intermédiaires du nombre de Rossby (~ 1) sont associées à la méso-échelle (convection organisée, zone frontale). Les durées et dimensions typiques correspondantes valent 3 h et 100 km respectivement. Puisque pour les échelles citées les forces en jeu (Coriolis, pression, gravité,...) et les processus dynamiques associés ne sont pas les mêmes, on peut supposer que les structures de pluie associées présentent des propriétés statistiques différentes (en terme d'extrêmes, de moyennes et de propriétés d'échelles). Si on fait maintenant l'hypothèse qu'une pente constante (c'est-à-dire un régime fractal) caractérise un unique processus dynamique, des changements de pente sont attendus dans le spectre, chaque "cassure" (c'est-à-dire chaque zone où la pente passe d'un régime à l'autre) donnant grossièrement les échelles typiques des processus de pluie. En conséquence, il apparaît donc possible de connecter les gammes d'invariance d'échelle en temps et en espace aux processus météorologiques.

Une dernière justification permettant de relier propriétés d'échelles et processus météorologiques découle de l'analyse des équations de Navier-Stokes qui régissent l'écoulement atmosphérique. En effet, une propriété remarquable des équations de Navier-Stokes est qu'elles présentent également une symétrie d'échelle par contraction ou dilatation. Notamment, si on contracte ou on dilate l'espace par un facteur λ alors les autres grandeurs sont contractées ou dilatées par un facteur dépendant de λ . Pour le temps t on écrit :

$$t = \lambda^{1-H} t$$

où H_t est le coefficient d'anisotropie espace-temps dont on reparlera plus tard et pour la vitesse on écrit :

$$\vec{v} = \lambda^H \vec{v}$$

où H est le coefficient de Hurst. Ainsi, les relations d'échelles sont impliquées directement par les équations de la dynamique, et les processus météorologiques, dont le comportement est régi par ces équations, présentent donc très probablement des propriétés d'échelles.

4.2 Analyse unidimensionnelle

Comme expliqué précédemment, la première partie de ce travail porte sur l'analyse unidimensionnelle spatiale et temporelle de la pluie. La densité spectrale de puissance de la pluie a été calculée et comparée avec de précédentes études. Ensuite, les régimes d'invariance d'échelle identifiés ont été interprétés en terme de processus météorologique. Dans la suite de l'analyse, les exposants β sont calculés par régressions linéaires des spectres dans des référentiels logarithmiques (à la fois pour la fréquence et pour la densité spectrale de puissance). Nous utilisons à de nombreuses reprises dans les parties suivantes le terme cassure car c'est ce terme qui est utilisé dans la communauté des fractales pour parler de changement de pente (*scaling break*). Ce terme ne doit pas être compris au sens littéral mais sert plutôt à désigner la zone de changement de pente qui est évidemment continue.

4.2.1 Analyse temporelle

La densité spectrale de puissance temporelle est obtenue en moyennant chaque carte radar (résolution 1 x 1 km) sur une grille à la résolution 5 km² pour des raisons de temps de calcul. Puis, pour chaque pixel de la grille, la transformée de Fourier est calculée. Enfin, la moyenne de tous les spectres est calculée. Il faut noter que l'aggrégation spatiale augmente la corrélation (organisation) au sein du champ comme l'a montré *Olsson et al.* (1999) et, en conséquence, augmente la pente du spectre. Néanmoins, dans le cas présent l'impact sur la pente est probablement faible. En effet, *Olsson et al.* (1999) a montré qu'une aggrégation sur 500 km² d'un champ de pluie initialement à la résolution de 50 km² augmente la pente spectrale de 30 %.

Le spectre temporel de la pluie calculé entre 2009 et 2011 est présenté en figure 4.3. Le spectre possède des caractéristiques autosimilaires par partie entre 5 minutes et 10 jours. Il présente 5 domaines d'invariance d'échelles distincts : entre 20 minutes et 45 minutes (exposant 1,31), entre 45 minutes et 3 heures (1,02), entre 3 heures et 1 jour (0,79) et entre 1 jour et 10 jours (0,46). Au-delà de 10 jours, le spectre présente un plateau spectral (exposant 0,09). Cela signifie que pour des périodes plus longues que 10 jours, la variance moyenne entre deux points n'augmente plus, c'est-à-dire qu'il n'y a plus de corrélation entre les événements de pluie. La comparaison des exposants spectraux calculés avec ceux de la littérature montre que les résultats sont concordants (e.g. *Fabry*, 1996; *Fraedrich et Larnder*, 1993; *Olsson*, 1995; *Verrier et al.*, 2011). De plus, les différents régimes d'invariance d'échelles

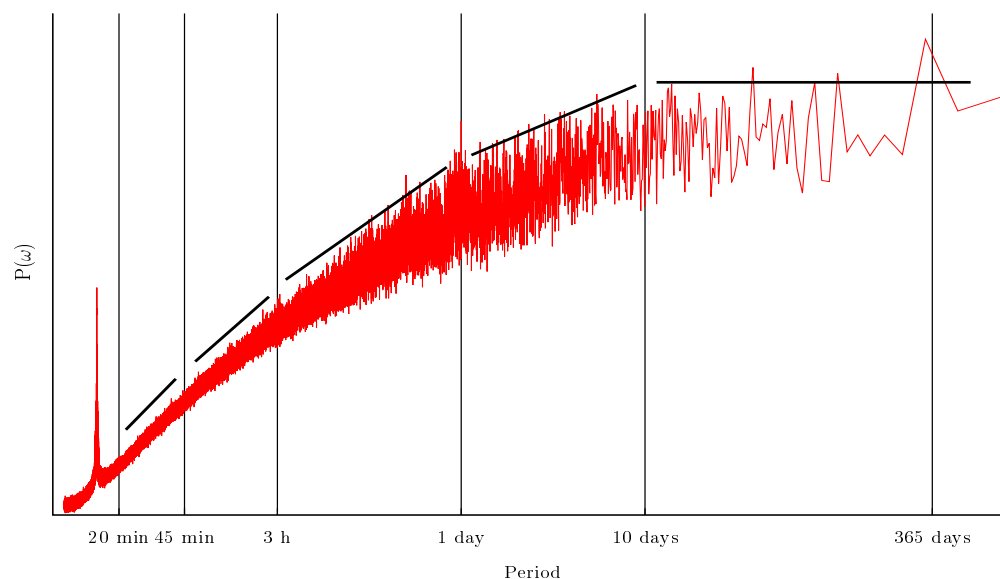


FIGURE 4.3 : Densité spectrale de puissance (mm^2/h^2) en fonction de la période temporelle dans un repère log-log

identifiés sont en bon accord (excepté pour le régime 20 à 45 minutes qui n'est pas toujours mentionné).

Pour les échelles inférieures à 15 minutes on peut remarquer un aplatissement du spectre. Ce comportement est probablement lié à la précision instrumentale comme l'ont montré *Fabry (1996)* et *de Montera et al. (2009)*.

Le pic de 15 minutes est quant à lui causé par le mode opératoire du radar. En effet, le cycle d'échantillonnage est composé de 3 sous-cycles de 5 minutes. Lors de phases de test, comme expliqué dans la partie 2.5, la troisième partie du cycle a été utilisée avec différents modes opératoires qui modifient légèrement l'estimation du taux de pluie (changement de la PRF). Il faut noter que cela ne modifie pas les propriétés fractales pour les autres fréquences.

Les processus météorologiques associés à la pluie dans la région méditerranéenne changent en fonction des saisons. Afin d'identifier l'effet de ces processus sur le spectre de pluie nous avons calculé les spectres temporels par mois.

La figure 4.4 montre que les spectres mensuels peuvent être séparés approximativement en trois classes : les mois d'hiver (janvier à mars), les mois d'été (juin à août) et les mois d'automne (d'octobre à décembre). Les mois printaniers ont un comportement intermédiaire. Sur cette figure il est difficile d'identifier les changements de pente, c'est pour cela qu'on a représenté en annexe le mois de juin seul en soulignant les changements de pente (Annexe A.5., figure 17). Entre 20 et 45 minutes chaque spectre a le même régime fractal avec une pente d'environ $1,49 \pm 0,05$ à l'exception des mois d'automne qui ont une pente plus faible ($1,11 \pm 0,13$). Pour les mois d'été on observe une cassure à 45 minutes et un second régime fractal qui s'étend entre 45 minutes et 3 heures (pente $1,01 \pm 0,02$). En ce qui concerne les autres mois, aucune cassure n'est observable. Toutefois, les pentes sont légèrement plus faibles que pour le régime 20-45 minutes ($1,35 \pm 0,09$ pour l'hiver et $1,06 \pm 0,11$ pour l'automne). Deux autres cassures à 3 heures et à 1 jour sont mises en évidence pour chacun des spectres (bien qu'elles ne soient pas toutes forcément significatives (par exemple la

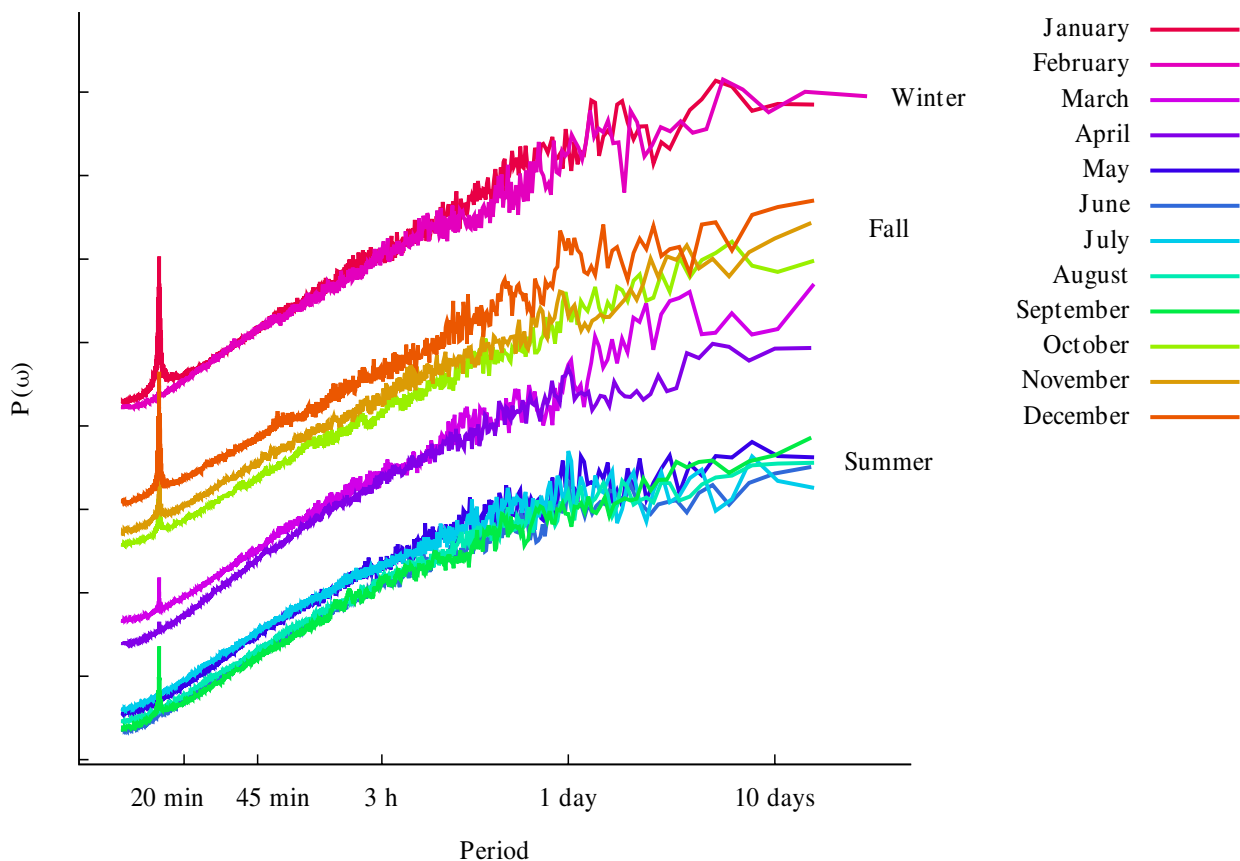


FIGURE 4.4 : Densité spectrale de puissance par mois (mm^2/h^2) en fonction de la période temporelle dans un repère log-log. Les spectres de chaque mois ont été arbitrairement décalés suivant l'axe y de manière à améliorer la lisibilité de la figure

cassure 45 min-3h/3h-1j n'est pas significative en hiver mais en analysant mois par mois on se rend compte qu'elle apparaît en fait bien en février et mars mais pas en janvier)) (pentes correspondantes pour l'été : $0,7 \pm 0,07$, pour l'hiver : $1,19 \pm 0,23$ et pour l'automne : $0,97 \pm 0,18$). Au-delà d'une journée, le spectre reste fractal jusqu'à dix jours pendant l'hiver et l'automne (pente de $0,67 \pm 0,3$) alors qu'en été la pente est proche de 0 ($0,12 \pm 0,06$). Au-delà de 10 jours la plupart des spectres montrent le plateau spectral. Ces résultats sont résumés dans la table 4.1.

Pour interpréter les comportements autosimilaires décrits dans le paragraphe précédent, il faut tout d'abord se rappeler que dans la section 4.1.2 on a montré que les échelles observées dans cette analyse correspondent aux échelles convectives (en partie), méso-échelles et échelles synoptiques. Ainsi on remarque une caractéristique intéressante qui est qu'entre 20 et 45 minutes la pente spectrale est indépendante du mois sauf en automne. Par ailleurs, les valeurs obtenues sont proches de la valeur théorique de $5/3$, même si elles sont en général un peu plus faibles. La pente est un peu inférieure à $5/3$ probablement en raison des nombreux zéros dans la série temporelle et des déplacements de pluie rapides (deux points successifs dans le temps à une même position ne correspondent pas exactement à la même cellule de pluie dans le cas d'un déplacement important, ce qui crée une décorrélation). Ce régime fractal

| Saison | 20-45 min | 45 min-3 h | 3 h-1 jour | 1 jour-10 jours |
|---------|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|
| Hiver | $1,49 \pm 0,05$ | $1,35 \pm 0,09$ | $1,19 \pm 0,23$ | $0,67 \pm 0,3$ |
| Été | $1,49 \pm 0,05$ | $1,01 \pm 0,02$ | $0,7 \pm 0,07$ | $0,12 \pm 0,06$ |
| Automne | $1,11 \pm 0,13$ | $1,06 \pm 0,11$ | $0,97 \pm 0,18$ | $0,67 \pm 0,3$ |

TABLE 4.1 : Pente spectrale temporelle pour l'hiver, l'été et l'automne par gamme d'invariance d'échelle

(20-45 minutes) peut être associé à l'intervalle de temps minimum correspondant à un unique événement de précipitations continues. A l'exception des mois d'été ce régime fractal s'étend jusqu'à 3 heures, malgré une pente légèrement inférieure pour les périodes supérieures à 45 minutes. Une explication pourrait être que, durant les mois d'hiver, printemps et automne, la durée typique des événements pluvieux est comprise entre quelques minutes et trois heures. Il est intéressant de se rappeler que 3 heures est la durée typique des événements de méso-échelles (convection organisée, front, ...) comme l'a montré l'analyse des équations du mouvement (section 4.1.2). La pente est légèrement plus faible quand les périodes sont supérieures à 45 minutes probablement en raison de la durée variable des événements de pluie. En effet, alors que la période temporelle considérée devient plus grande, un plus grand nombre de zéros sont intégrés dans la série temporelle ce qui impacte la pente spectrale.

En ce qui concerne l'été, on a montré qu'une cassure apparaît autour de 45 minutes. Dans la section 4.1.2, nous avons constaté que 45 minutes est le temps typique associé à l'échelle convective et nous savons qu'en été la plupart des événements de pluie sont convectifs (voir chapitre 3). Ainsi, en-dessous de 45 minutes, le régime fractal pourrait être associé à un unique événement de pluie au sein d'une cellule convective. La cassure à 3 heures montre également que, durant l'été, des événements de méso-échelles peuvent également avoir lieu.

La cassure à 1 jour apparaît la plupart des mois (même s'il elle n'est pas aussi claire en automne que durant les autres saisons). Elle peut être associée au temps moyen entre les événements de pluie (par exemple le temps entre deux fronts). Finalement la gamme d'échelle 1-10 jours correspond à la durée de vie des structures synoptiques (c'est-à-dire les dépressions des moyennes latitudes) (*McIlveen, 1992*). Aux échelles supérieures à 10 jours, on observe un plateau spectral. Cela signifie qu'il n'existe plus de corrélation entre les systèmes précipitants qui voyagent au-dessus de la région. Une interprétation possible est qu'il n'existe pas de processus organisé de plus longue durée que les processus d'échelle synoptique. Cette interprétation est appuyée par les travaux de (*Lovejoy et Schertzer, 2010*) qui montrent par une approche semi-empirique que 10 jours est l'échelle attendue pour la transition entre les événements synoptiques et le plateau spectral dans l'atmosphère.

Pendant l'automne, la pente spectrale aux hautes fréquences est plus faible que pour les autres saisons. Ce comportement surprenant apparaît chaque année prise individuellement et sera discuté plus en détail dans la prochaine section.

4.2.2 Analyse spatiale

L'extension spatiale (la couverture radar) de la base de données est bien plus réduite que l'extension temporelle en ce sens qu'elle ne permet de couvrir que des

événements de dimension méso-échelle au maximum. Pour autant, nous pouvons également étudier les propriétés d'invariance d'échelle des précipitations pour toutes les périodes comprises entre la résolution radar (1 km^2) et le rayon maximal (100 km). Avant de calculer le spectre, il faut savoir qu'au sens de Kolmogorov, la densité spectrale de puissance spatiale est définie comme le carré du spectre 2D spatial intégré suivant les angles. Néanmoins, cette définition n'est pas bien adaptée à notre approche. En effet, les spectres spatiaux intégrés suivant les angles ne peuvent pas être définis en terme de corrélation au sein d'un champ donné ce qui rend problématique l'interprétation du comportement spectral en terme de processus météorologiques. Par exemple, en utilisant la définition de Kolmogorov, un bruit 2D spatial montre un exposant spectral de -1 ce qui n'a aucun sens en terme de corrélation. C'est pour cela que, dans notre analyse, nous avons choisi une autre définition de la densité spectrale de puissance. Tout d'abord, comme le champ de pluie est fractalement isotrope (voir section 4.3), le spectre 1D spatial peut être calculé pour n'importe quelle direction. C'est pourquoi nous avons choisi pour chaque carte radar, de moyenniser deux spectres centrés sur le radar (centrés pour avoir les données de meilleure qualité proche du radar). Un spectre est calculé à latitude constante et l'autre à longitude constante. Puis on moyenne l'ensemble des spectres 1D. Il faut encore noter que, comme le spectre 2D de la pluie est isotrope, il suffit juste de multiplier les spectres calculés avec notre méthode par $2\pi f$ pour qu'ils soient équivalents à ceux calculés en utilisant la définition de Kolmogorov.

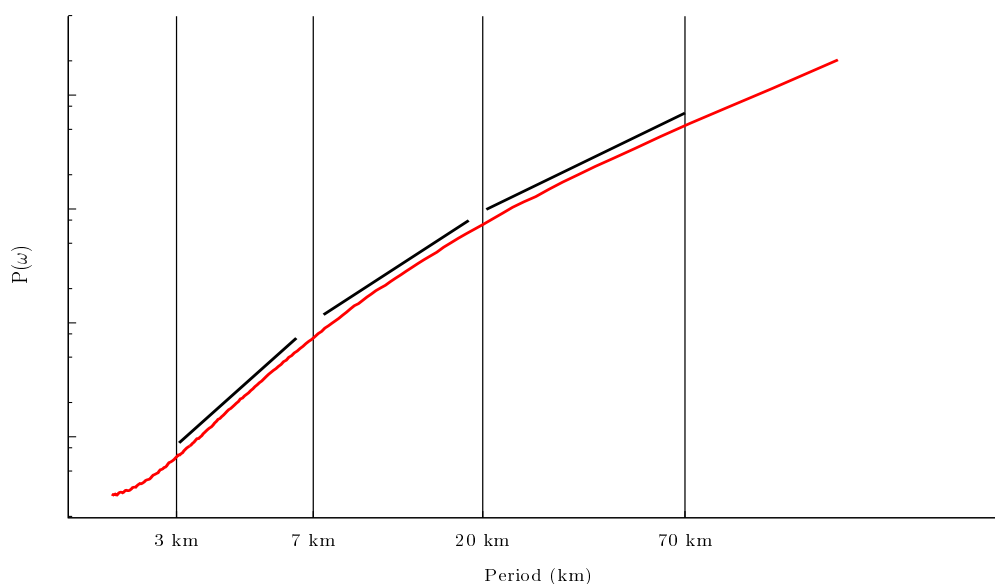


FIGURE 4.5 : Densité spectrale de puissance (mm^2/h^2) en fonction de la période spatiale dans un repère log-log

Le spectre obtenu se trouve en figure 4.5. Trois gammes d'échelles fractales sont mises en évidence entre 3 et 70 km. La première entre 3 et 7 km avec un exposant β de 2,00. Entre 7 et 20 km l'exposant est d'environ 1,50 et entre 20 et 70 km, l'exposant est de 1,16. Au-delà de 70 km, la pente du spectre diminue lentement ($\beta \sim 0,92$ entre 70 et 200 km) et ne semble plus fractale (c'est-à-dire que l'on ne trouve pas de section où la pente est constante).

Les pentes équivalentes au sens de Kolmogorov valent 1, 0,5 et 0,16. Ces valeurs sont plus faibles que celles prédites par Kolmogorov ($5/3$) et que celles trouvées par *Tessier et al.* (1993) (1,45 entre 75 m et 10 km pour des cartes de réflectivité) et *Verrier et al.* (2010) (1,47 entre 1 et 10 km pour des orages de mousson en Afrique). Ces auteurs ont estimé les pentes spectrales sur des cartes radar remplies de pluie. Cela explique probablement pourquoi on trouve une pente spectrale plus faible puisque l'analyse spectrale prend en compte des cartes radar avec une couverture partielle de pluie.

Sur la figure 4.5, on peut aussi constater qu'en-dessous de 3 km le spectre s'aplatit. Cet effet est causé par la résolution radar et montre que 3 km est probablement la résolution réelle du radar. On peut observer le même effet sur les spectres spatiaux de Verrier 2010 par exemple.

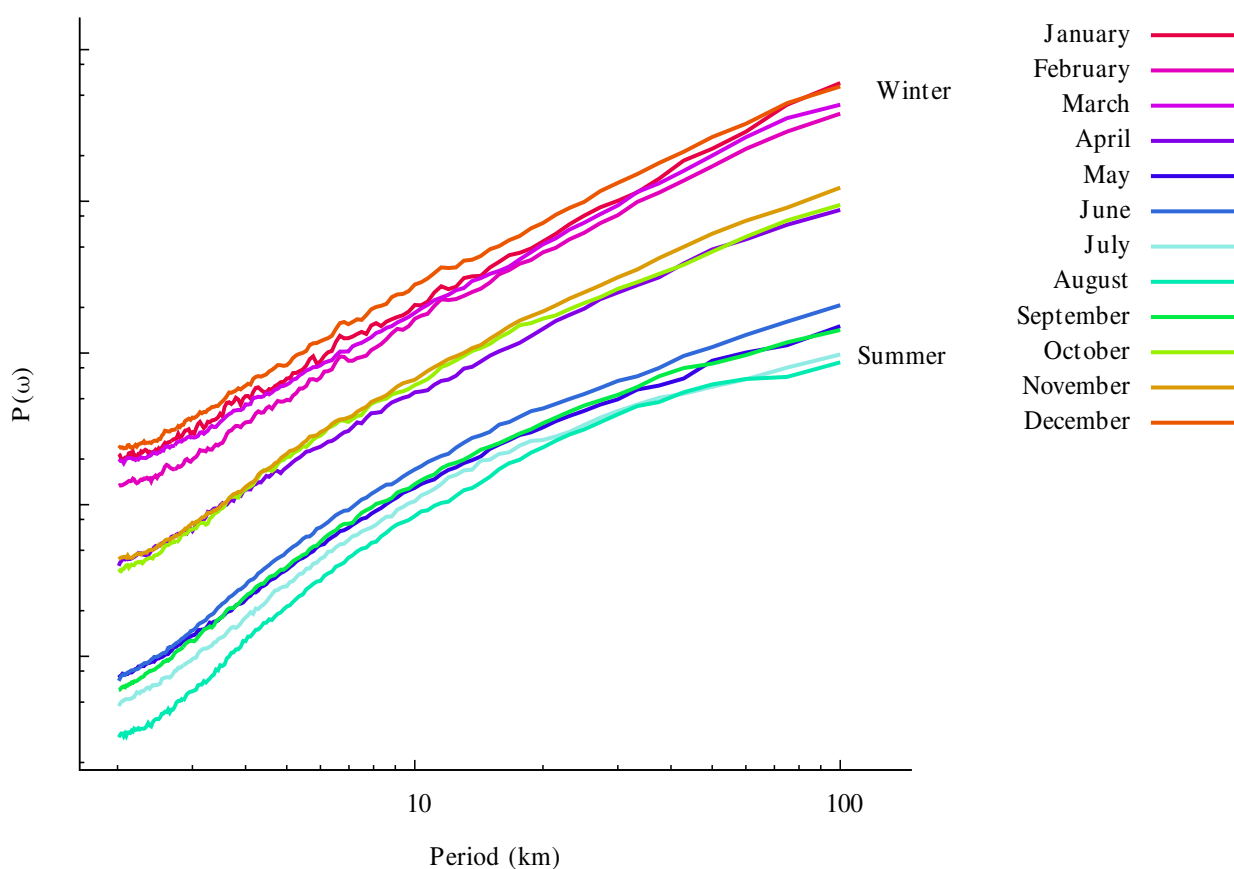


FIGURE 4.6 : Densité spectrale de puissance par mois (mm^2/h^2) en fonction de la période spatiale dans un repère log-log. Les spectres de chaque mois ont été arbitrairement décalés suivant l'axe y de manière à améliorer la lisibilité de la figure

Tout comme pour les spectres temporels, on peut conduire la même analyse pour chaque mois séparément (Fig. 4.6). Les mois d'hiver et d'été ont des comportements extrêmement différents. En hiver, les spectres montrent un comportement fractal entre 3 et 70 km avec une pente d'environ $1,55 \pm 0,05$ tandis qu'en été les spectres montrent 2 cassures à 7 km et 20 km (pente correspondante : $2,29 \pm 0,11$, $1,55 \pm 0,03$ et $0,94 \pm 0,07$). Les autres saisons présentent des comportements intermédiaires entre

| Saison | 3-7 km | 7-20 km | 20-70 km |
|--------|-------------|-------------|-------------|
| Hiver | 1,55 ± 0,05 | | |
| Été | 2,29 ± 0,11 | 1,55 ± 0,03 | 0,94 ± 0,07 |

TABLE 4.2 : Pente spectrale spatiale pour l'hiver et l'été par régime fractal

l'été et l'hiver. Les résultats sont synthétisés dans le tableau 4.2.

La gamme d'échelle ici analysée correspond à l'échelle convective et à la méso-échelle. Comme pour les spectres temporels, une pente constante est trouvée quel que soit le mois : entre 7 et 20 km. De plus, pour les mois d'hiver, la pente ($\sim 1,55$) reste constante entre 3 et 70 km. Par conséquent, en hiver, un unique régime d'invariance d'échelle caractérise le comportement fractal de la pluie entre 3 et 70 km. Cette gamme d'échelle fractale pourrait donc correspondre à une structure de pluie plus large que 70 km (par exemple un système frontal). En été la situation est plus complexe : trois régimes fractals sont observés (3-7 km, 7-20 km et 20-70 km). Comme le régime 3-7 km apparaît uniquement en été, il est probablement lié à la convection. Cependant, 7 km reste inférieur à la taille typique des systèmes convectifs dans cette région (~ 20 km) et la pente de ce régime fractal est bien plus grande que celle du régime fractal correspondant en hiver. Une explication possible est que, durant l'activité convective, le principal flux est lié à la flottabilité (et n'est plus le flux d'énergie comme dans la théorie de Kolmogorov) ce qui peut augmenter la pente spectrale (voir *Schertzer et Lovejoy, 1985*). Une autre hypothèse est que la turbulence au sein d'une zone d'ascendance est fortement anisotrope tandis que la valeur $5/3$ est associée à l'hypothèse d'une atmosphère isotrope. Par conséquent le régime 3-7 km pourrait correspondre à la zone d'ascendance de la cellule convective.

Les précédentes interprétations doivent être prises avec précaution car les méthodes de filtrage de la donnée radar peuvent aussi affecter le spectre à petite échelle. En particulier, la résolution spatiale diminue quand on s'éloigne du radar ce qui lisse le champ de pluie et peut augmenter la pente spectrale aux petites échelles.

En été, une seconde cassure apparaît à 20 km. Celle-ci correspond probablement à la transition entre les régimes inter-événements et intra-événements. En effet, 20 km est la taille typique des cellules convectives dans la région. En hiver, cette cassure n'existe pas car les zones pluvieuses sont bien plus étendues.

On a également souligné un peu plus tôt que le spectre ne présente pas de régime fractal clair au-dessus de 70 km : ce qui est probablement lié à la baisse de la qualité de la mesure radar avec la distance.

La plupart des auteurs (e.g. *Menabde et al., 1997; Nykanen, 2008; Nykanen et Harris, 2003*) qui ont étudié le comportement fractal de la pluie dans le domaine spatial n'ont pas détecté de cassure à 7 et 20 km (*Gires et al. (2011)* ont mentionné la cassure à 20 km). Cela résulte du fait que ces études se sont restreintes à l'analyse d'un seul système de pluie et non à une succession de systèmes précipitants comme on l'a fait dans ce travail.

Dans la précédente section, nous avons montré que le spectre temporel avait un comportement particulier en automne aux hautes fréquences. Pourtant, dans le domaine spatial les spectres d'automne sont très similaires à ceux observés en hiver. Une explication est à présent proposée. Nous avons montré dans la section 3.1.2 qu'en été les précipitations apparaissent plutôt sur le continent. Au contraire en automne

les précipitations apparaissent principalement sur la côte et sur la mer Méditerranée et sont rapidement advectées parce qu'il n'existe pas de barrière terrestre. Donc une explication pourrait être que le déplacement des cellules est trop important devant le temps d'échantillonnage et, qu'en conséquence, deux points successifs dans le temps sur un pixel donné n'appartiennent à la même cellule de pluie ce qui diminue la corrélation et donc la pente spectrale. Afin de confirmer ou non cette hypothèse il sera nécessaire d'effectuer de nouvelles analyses.

4.2.3 Synthèse de l'analyse unidimensionnelle

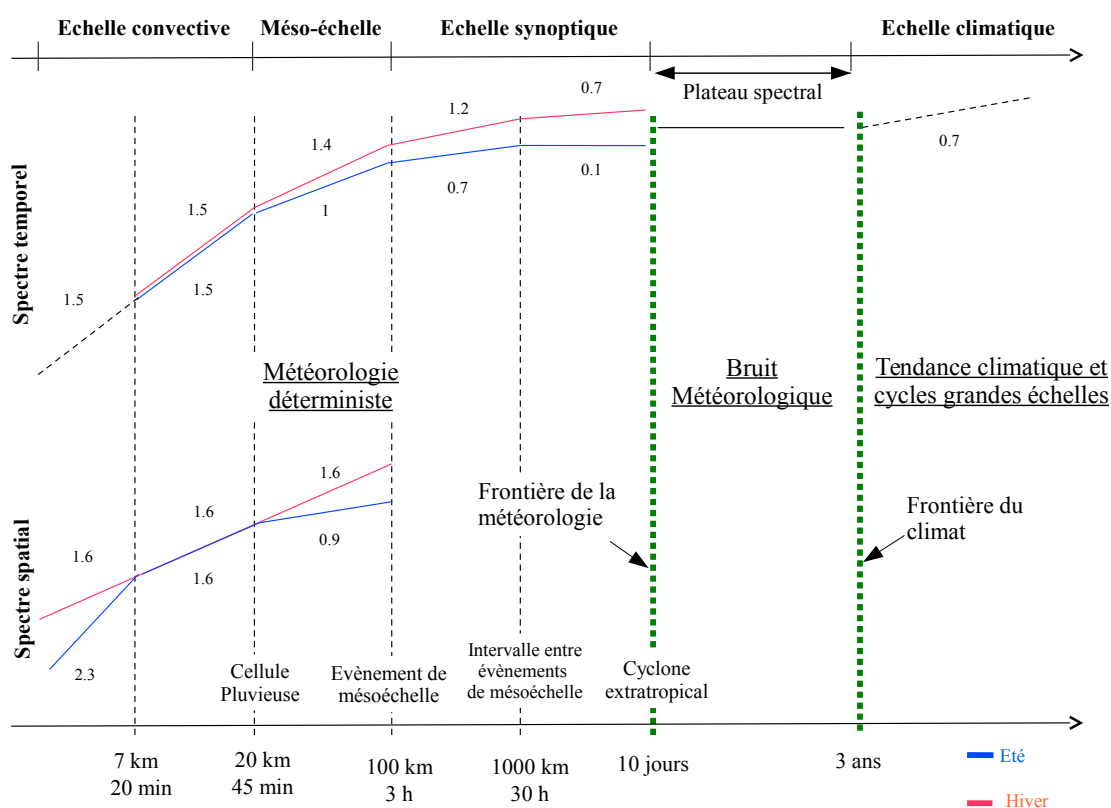


FIGURE 4.7 : Schéma de spectres spatiaux et temporels de la pluie avec les pentes et cassures. On a indiqué les échelles météorologiques associées ainsi que des processus possibles. Les lignes en pointillé correspondent à des spectres adaptés de *Fraedrich et Larnder (1993)*, *Verrier et al. (2011)*. Il faut noter que les pentes spatiales sont estimées en moyennant sur les angles les spectres 2D

Les principales caractéristiques mises en évidence dans les deux précédentes sections sont résumées sur la figure 4.7. Sur celle-ci nous avons aussi ajouté des morceaux de spectres issus d'autres études pour les très basses et très hautes fréquences afin de présenter le spectre le plus complet possible de la pluie. En particulier, on a ajouté la partie basse fréquence du spectre de *Fraedrich et Larnder (1993)* qui montre que pour les périodes plus longues que 3 ans, la pente du spectre augmente monotonement. Nous avons pourtant montré que pour les périodes supérieures à

10 jours toute corrélation disparaît entre nos données. Il peut alors apparaître surprenant de voir à nouveau de la corrélation à des échelles beaucoup plus grandes. Celle-ci pourrait être en fait associée à une tendance climatique, c'est-à-dire à une variabilité très long terme qui ne serait détectable que pour les échelles supérieures à 3 ans. Le plateau spectral entre 10 jours et 3 ans pourrait correspondre à une région intermédiaire où la variance entre deux points n'augmente plus avec la distance temporelle (c'est-à-dire des systèmes météorologiques qui passent au-dessus de la région à 10 jours d'intervalle ne montrent plus de corrélation entre eux) et où la tendance climatique est cachée par un bruit météorologique. Il est par ailleurs intéressant de noter que cette période de 10 jours est souvent avancée comme une limite pour la prévision déterministe météorologique (on parle plutôt de quelques semaines dans le cas d'une prévision ensembliste). Nous avons aussi montré que le plateau spectral apparaît pour des périodes bien inférieures en été (environ un jour) : cela pourrait expliquer pourquoi la prévision météorologique est moins précise en été qu'en hiver dans la région. Nous pouvons d'ailleurs relier ce dernier point aux conclusions de la partie 5 où nous avons montré que l'on ne trouve pas de situation synoptique (et donc basse fréquence) associée à la pluie en général en été. Néanmoins, il faut nuancer le propos car il est évidemment possible de prévoir le temps au-delà d'un jour en été (par exemple des conditions anticycloniques peuvent être prédites pour des durées bien plus longues), l'analyse spectrale permettant simplement de montrer qu'il n'existe, en général, pas d'événement pluvieux plus long qu'un jour à cette période de l'année. Enfin, il faut rappeler que la prévision météorologique dans une région donnée nécessite d'observer l'atmosphère à une échelle spatiale bien plus grande (synoptique) et en utilisant d'autres variables météorologiques que la pluie.

Finalement, les interprétations précédentes sont proposées sans justifications définitives et doivent être considérées avec précaution. En particulier, dans le cadre de cette thèse, nous avons simplement étudié les propriétés de la variance (second ordre). Il faudrait donc confirmer ces comportements aux autres moments statistiques et notamment vérifier que le seuil de décorrélation apparaît bien à 10 jours pour l'ensemble des moments. De plus, des analyses complémentaires doivent être menées sur d'autres paramètres météorologique et en utilisant d'autres méthodes pour affiner les conclusions présentées.

4.3 Analyse bidimensionnelle

Comme montré précédemment, l'analyse spectrale unidimensionnelle est un outil précieux pour étudier le comportement fractal de la pluie. Pour autant, elle ne permet pas d'explorer les relations entre les échelles temporelles et spatiales. En effet, l'espace et le temps ne sont pas indépendants au sein des phénomènes de pluie. Par exemple, une cellule convective advectée par le vent induit une relation espace-temps. C'est pourquoi il est apparu intéressant de mener une analyse bidimensionnelle du champ de pluie.

4.3.1 Spectres spatio-temporels

Peu d'études ont utilisé des spectres multidimensionnels pour documenter le comportement autosimilaire de la pluie. Nous pouvons tout de même citer quelques

exceptions comme *Crane* (1990) qui a estimé l'isotropie spatiale de la pluie sur quelques événements. *Tessier et al.* (1993) ont étudié les relations espace-temps ($z - t$) de la pluie, *Marsan et al.* (1996) ont calculé des spectres 2D ($x - t$ et $y - t$) afin de tester leur modèle espace-temps. Enfin *de Michele et Bernardara* (2005) ont proposé une forme généralisée de la fonction de densité spectrale pour prendre en compte l'anisotropie espace-temps et ont réalisé des ajustements de cette fonction sur quatre événements de pluie.

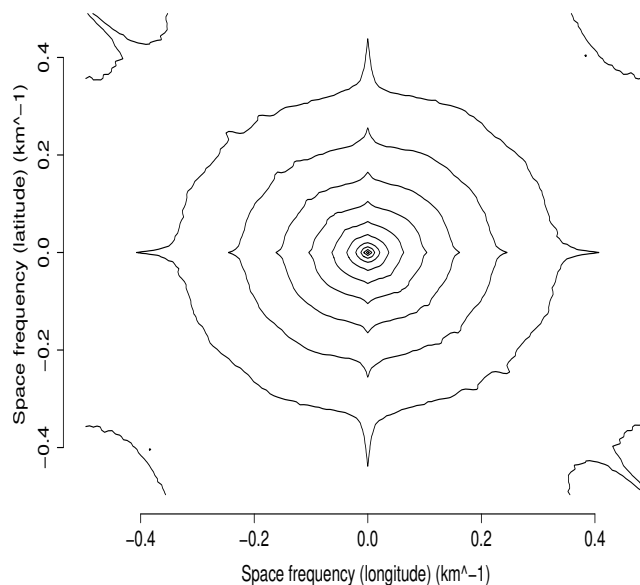


FIGURE 4.8 : Carte de contour du logarithme de la densité spectrale de puissance ($x-y$) entre Juin 2009 et Décembre 2011. L'intervalle entre chaque ligne est d'un facteur 10

Dans ce travail nous nous sommes attachés à mettre en évidence les relations en terme de propriétés statistiques qui existent entre l'espace et le temps. Nous avons utilisé la longitude pour la dimension spatiale mais on aurait tout aussi bien pu utiliser la latitude car notre champ présente une isotropie fractale pour la dimension spatiale (voir Fig. 4.8). En pratique, nous avons calculé la transformée de Fourier 2D sur une fenêtre de 120 km et un jour. En conséquence, on combine principalement l'échelle convective et la méso-échelle pour les fréquences spatiales et la méso-échelle et l'échelle synoptique pour les fréquences temporelles. Ensuite, on a moyenné chaque mois sur l'ensemble de la base de données.

Les figures 4.9 et 4.10 représentent les lignes de contour du logarithme de la densité spectrale de puissance par mois. Il est important de remarquer que les spectres de ces figures ne sont pas tout à fait équivalents aux spectres 1D puisque les fréquences sont représentées linéairement. A cause de ces axes linéaires, les petites périodicités sont avantagées : c'est-à-dire que l'on observe principalement les périodes de 2 à 30 km spatialement et de 5 minutes à 1 heure temporellement. Ces figures montrent une structure elliptique et une variabilité importante durant l'année. En hiver, on observe une isotropie fractale et en été on observe une stratification

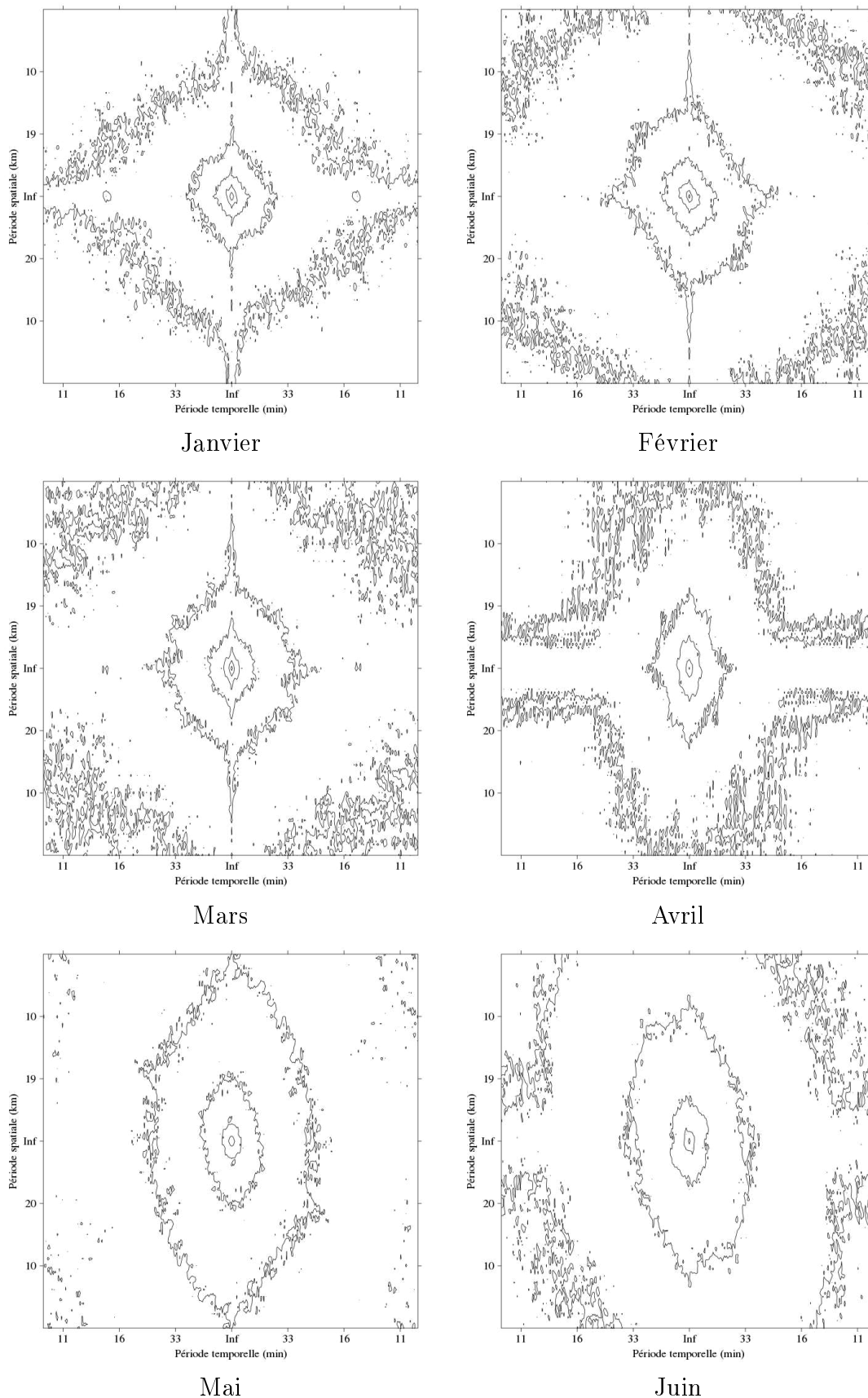


FIGURE 4.9 : Carte de contour du logarithme de la densité spectrale de puissance $(x - t)$ par mois (Janvier à Juin) entre Juin 2009 et Décembre 2011

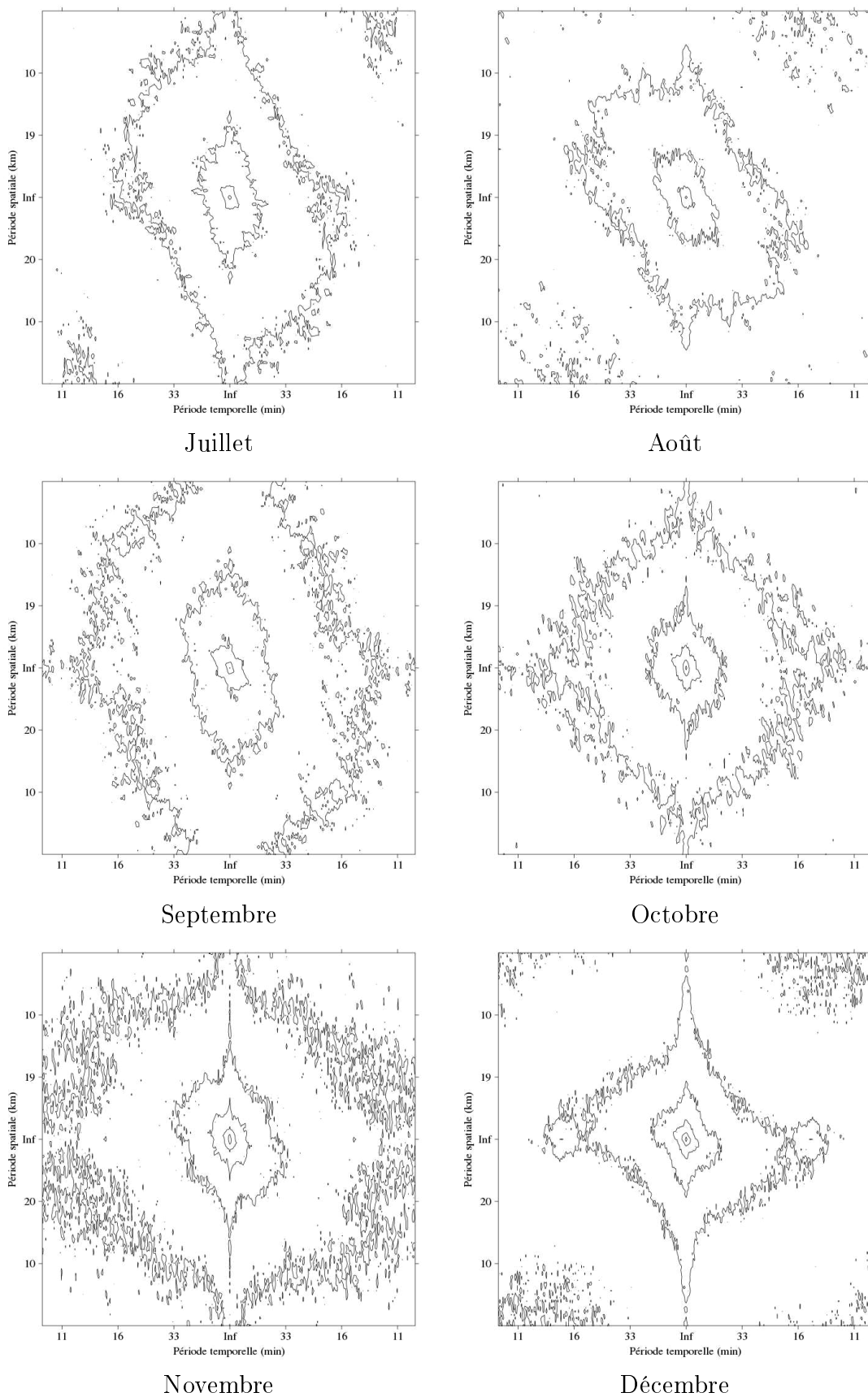


FIGURE 4.10 : Carte de contour du logarithme de la densité spectrale de puissance ($x-t$) par mois (Juillet à Décembre) entre Juin 2009 et Décembre 2011

selon les fréquences temporelles. Comme on l'a montré pour l'analyse unidimensionnelle, en hiver, la pente spectrale en espace est de 1,55 et la pente spectrale en temps est de 1,5. Le spectre 2D apparaît donc isotrope. En été, la pente spectrale temporelle est la même mais la pente spectrale spatiale est plus grande ($\sim 1,83$). Donc le spectre est plus anisotrope. L'idée principale derrière cette représentation est que le spectre 2D permet d'obtenir simplement des informations sur les propriétés spatio-temporelles de la pluie, la forme du spectre 2D dépendant des processus météorologiques impliqués.

Ces figures montrent également que les axes des ellipses ne sont pas alignés avec les axes des fréquences en particulier durant les mois d'été. Comme la transformée de Fourier provoque une rotation directe de $\pi/2$, la rotation de l'ellipse dans l'espace des fréquences correspond à une rotation $+t$ et $-x$ dans l'espace réel. Ceci signifie donc que cette rotation est liée à un déplacement moyen vers l'est des cellules de pluie comme on l'a montré dans la section 3.2.

4.3.2 Anisotropie fractale espace-temps

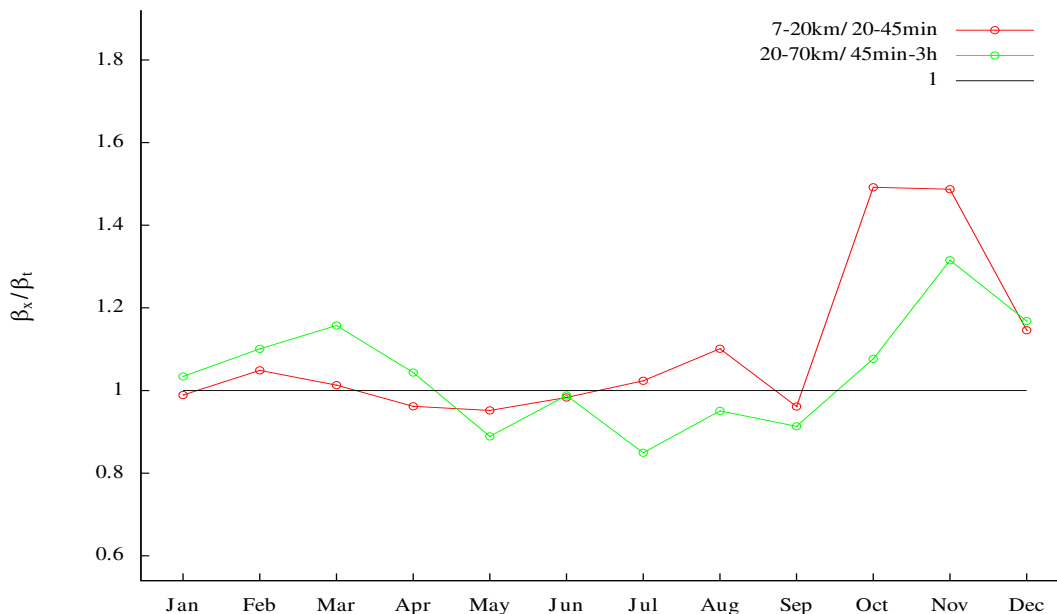


FIGURE 4.11 : Rapport des pentes en fonction du mois pour les gammes d'échelle 7-20km/20-45min et 20-70km/45min-3h

La dernière partie de cette analyse concerne l'anisotropie fractale espace-temps. La connaissance des relations fractales entre l'espace et le temps est d'un grand intérêt pour mieux comprendre le comportement intrinsèque de la pluie et son évolution. Le rapport des pentes spectrales β_x/β_t est calculé pour chaque mois sur deux régimes fractals précédemment identifiés : 7-20 km en fonction de 20 à 45 min et 20-70 km en fonction de 45 min à 3 h. La figure 4.11 montre l'évolution temporelle par mois du rapport des pentes spectrales. Celui-ci est proche de 1 (sauf en automne). Le fait que ce rapport soit constant pendant l'année confirme indirectement que les gammes d'échelles fractales considérées dans cette analyse correspondent aux mêmes processus météorologiques. De plus, le fait que le rapport des pentes spectrales vaut 1 suggère une similitude dans les propriétés de second ordre de la pluie.

Pecknold et al. (2001) a montré que le coefficient d'anisotropie fractale H_t peut être calculé à partir des pentes spectrales par la relation :

$$1 - H_t = \frac{\beta_x - 1}{\beta_t - 1}$$

où β_x est calculé en effectuant une intégration suivant l'angle du spectre spatial bidimensionnel. H_t est trouvé égale à 2 (± 0.08 en été et ± 0.09 en hiver) sauf pour les mois d'automne. D'autres estimations de ce coefficient utilisant différentes méthodes donnent des valeurs plus faibles (*de Montera et al.*, 2010; *Deidda*, 2000; *Marsan et al.*, 1996) ($H_t \sim -0,1$, $H_t \sim -0,12$ et $H_t \sim 0,37$). Certaines méthodes de *downscaling* basées sur des cascades multifractales utilisent des schémas tels que quand la longueur est divisée par δ_{xy} , le temps est divisé par $\delta_t = \delta_{xy}^{1-H_t}$ et $H_t = 1/3$ est la valeur habituellement utilisée (*Biaou*, 2004; *Gires et al.*, 2012). Ainsi, la valeur trouvée dans cette étude est plus grande que celles estimées ou utilisées. Par conséquent, elle devra être confirmée par d'autres études.

Conclusion

Dans ce chapitre de la thèse, nous nous sommes attachés à explorer les propriétés d'invariance d'échelle de la pluie mesurées par le radar Hydrix. Pour cela, nous avons utilisé l'analyse spectrale qui nous a permis de mettre en évidence les propriétés fractales du champ de pluie entre 5 minutes et 10 jours temporellement et entre 3 km et 70 km spatialement. Plusieurs régimes fractals distincts sont observés : 15-45 min, 45 min-3 h, 3 h-1 jour et 1-10 jours temporellement et 3-7 km, 7-20 km et 20-70 km spatialement. Afin de caractériser plus précisément ces gammes d'invariance d'échelle, nous avons effectué une analyse spectrale similaire mois par mois. Ainsi, nous avons pu montrer que les comportements fractals diffèrent suivant le mois de l'année, ce qui nous a amené à nous interroger sur le lien entre les processus de pluie (qui changent également suivant la période de l'année) et le comportement fractal des précipitations. Grâce à l'analyse des équations du mouvement, il a été possible de déterminer les échelles typiques (convective, méso-échelle et synoptique) que l'on rencontre dans l'atmosphère. Nous avons alors montré que ces échelles typiques pouvaient être identifiées dans le spectre, aussi bien temporellement que spatialement, sous la forme de cassures. Ces observations et analyses nous ont permis de proposer une interprétation des comportements spectraux en terme de processus météorologiques (par exemple convection isolée ou zone frontale). Les conclusions sont résumées en figure 4.7.

Après cette étude unidimensionnelle, nous avons cherché à comprendre les relations fractales espace-temps. Pour cela, nous avons effectué une analyse spectrale bidimensionnelle qui a révélé l'étonnante variabilité des relations espace-temps durant l'année. Enfin, le calcul de l'anisotropie fractale entre l'espace et le temps a permis de constater que sur deux gammes d'échelle distinctes, le rapport des pentes spectrales en espace et en temps est proche de 1. Cette observation permet de penser qu'une certaine symétrie existe, au moins pour le moment de second ordre, entre l'espace et le temps. De plus, elle permet de s'assurer que les régimes fractals mis en évidence dans la première partie sont bien cohérents. Finalement, le coefficient d'anisotropie calculé vaut 2. Cette valeur étonnamment élevée par rapport à la littérature

et par rapport à la théorie devra être vérifiée et interprétée.

L'approche utilisée ici est innovante par rapport aux précédentes études : peu d'études ont cherché à combiner les spectres temporels et spatiaux de la pluie. De plus, grâce à l'analyse des équations du mouvement, nous avons pu proposer une justification aux changements de pente des spectres de la pluie. Enfin, le fait d'avoir calculé mois par mois les spectres est nouveau et permet de distinguer plus facilement les différents processus de pluie. Cette approche permet d'avancer sur les questions scientifiques que l'on a mis en avant dans le premier chapitre de cette thèse. En particulier, cette étude nous a fourni des pistes permettant de mieux comprendre le lien entre la physique et les propriétés fractales de la pluie, mais aussi sur l'impact de l'intermittence de la pluie sur le comportement spectral. La compréhension de la variabilité spatio-temporelle de la pluie est particulièrement importante pour les hydrologues et les météorologues à la fois pour analyser les processus de pluie mais aussi pour développer des méthodes de descentes d'échelles (*downscaling*) qui permettent d'améliorer la résolution de jeux de données basses résolutions et les simulations de modèles numériques (voir *Biaou (2004)*, *Olsson (1998)*, *Rebora et al. (2006)*). Par exemple, une méthode telle que RainFARM (*Rebora et al., 2004*) qui utilise l'information spectrale à grande échelle pour inférer le comportement de la pluie à petite échelle pourrait tirer profit de l'utilisation des régimes fractals mis en évidence. Un point important de l'étude est que le rapport des pentes spectrales est égal à 1 sauf en automne. Même si cette propriété doit bien sûr être confirmée par d'autres études et en utilisant d'autres méthodes ou d'autres ordres de moments statistiques, elle semble révéler une relation simple entre le temps et l'espace en terme de comportement autosimilaire de la pluie. Un exemple d'application d'une telle propriété concerne les modèles numériques. Par exemple, cette propriété semble suggérer que des paramétrisations pourraient s'appliquer identiquement en espace et en temps (on pense à certaines relations microphysiques basées sur un temps caractéristique qui pourraient symétriquement utiliser une distance caractéristique). Le fait que ce rapport soit égal à 1 peut aussi avoir des conséquences sur la compréhension des relations spatiales et temporelles à travers les échelles. Par exemple, on sait que la convection organisée est en fait composée de multiples cellules convectives (voir à ce propos la section 1.4.5). Chacune de ces cellules convectives possède une petite durée de vie et une dimension réduite tandis que le système de convection organisé perdure bien plus longtemps et possède une taille bien plus importante. Cela prouve donc qu'il y a une relation entre l'espace et le temps au sein des processus météorologiques qui pourrait être liée aux propriétés identifiées dans cette étude.

A l'avenir, on considérera des échelles spatiales et temporelles plus importantes pour analyser plus en détail les processus synoptiques. Dans ce travail en cours de réalisation nous utilisons les données du réseau radar ARAMIS. L'analyse des propriétés d'échelles pourra également bénéficier du formalisme multifractal dont certains paramètres tels la codimension apparaissent pertinents pour mettre en évidence les processus météorologiques sous-jacents.

Alpes-Méditerranée. Pour cela, nous avons utilisé les réanalyses (ERA-Interim) du Centre Européen (ECMWF). Dans un deuxième temps, les paramètres locaux favorables aux précipitations sont étudiées. Nous montrons comment les paramètres locaux/régionaux affectent les précipitations suivant l'altitude, la saison et la région géographique. Dans un troisième temps, nous analysons l'influence de la topographie sur le comportement des précipitations.

5.1 Situation synoptique

Comme montré dans le chapitre 1, la situation synoptique a une influence considérable sur le comportement des précipitations à l'échelle locale. Nous avons donc cherché à déterminer, dans cette partie, les situations synoptiques favorables aux précipitations de l'Eurorégion Alpes-Méditerranée. Pour réaliser cette analyse statistique sur un grand nombre de cas, il était nécessaire de trouver un paramètre permettant de bien décrire la structure synoptique de l'atmosphère. Nous avons, dans ce but, choisi d'utiliser le tourbillon potentiel à 250 hPa. Le tourbillon potentiel présente en effet plusieurs caractéristiques intéressantes pour notre étude : la première réside dans le fait que le tourbillon potentiel est une variable permettant tout à la fois de caractériser l'aspect dynamique et l'aspect thermodynamique de l'atmosphère. En effet, le tourbillon potentiel s'écrit en coordonnées isentropiques :

$$PV = (\zeta_\theta + f)(-g \frac{\partial \theta}{\partial P}) \quad (5.1)$$

où ζ_θ est la composante verticale du tourbillon relatif sur une surface isentrope, f est le facteur de Coriolis, P est la pression et θ est la température potentielle. La valeur du tourbillon potentiel est conservée en cas de mouvement inviscides et adiabatiques. Le facteur de gauche ($\zeta_\theta + f$) correspond à la partie dynamique et le facteur de droite correspond à la partie thermodynamique ($-g \frac{\partial \theta}{\partial P}$). Dans le cadre de l'approximation quasi-géostrophique, il est possible de définir un tourbillon potentiel quasi-géostrophique qui s'écrit :

$$q = \zeta_g + f + \partial_P \left(\frac{f_0}{\sigma} \frac{\partial \Phi}{\partial P} \right) \quad (5.2)$$

où ζ_g est le tourbillon relatif géostrophique, $f = f_0 + \beta y$ (approximation plan β), Φ est le géopotentiel et $\sigma = -\frac{RT_0}{P} \frac{d \ln \theta_0}{dP}$ avec θ_0 la température potentielle correspondant à la température moyenne de l'atmosphère T_0 . ζ_g et f correspondent à la partie dynamique du tourbillon potentiel quasi-géostrophique tandis que le 3^{ème} terme de droite correspond à la partie thermodynamique. Il faut noter que le tourbillon est proportionnel à une forme linéarisée du tourbillon potentiel PV défini précédemment (Holton, 1992). Les équations quasi-géostrophiques permettent également de montrer que l'on peut écrire le tourbillon relatif sous la forme :

$$\zeta_g = \frac{1}{f_0} \vec{\nabla}^2 \Phi \quad (5.3)$$

Cette relation s'appelle le principe d'inversibilité et montre que le tourbillon relatif (et donc le tourbillon potentiel quasi-géostrophique) est lié au géopotentiel. Comme le laplacien correspond à un maximum quand la fonction est minimum, alors

cela signifie qu'un maximum de tourbillon relatif (et donc un maximum de q et PV) va être associé à un maximum de géopotentiel (en se rappelant que le géopotentiel est toujours positif). Enfin, par définition, une zone de basse pression est associée à un maximum de géopotentiel à une pression donnée, donc un fort tourbillon potentiel sera associé à une zone de basse pression. Cette zone de basse pression et donc cette anomalie positive de tourbillon potentiel engendre une circulation géostrophique autour de son axe et une vitesse verticale positive à l'avant comme montré dans la partie 1.4.3. Ainsi, la connaissance du champ de tourbillon potentiel permet de diagnostiquer la circulation atmosphérique de grande échelle. De nombreuses études ont par ailleurs montré l'influence du tourbillon à la grande échelle sur l'occurrence et l'intensité des précipitations dans la zone méditerranéenne (*Funatsu et al.*, 2008; *Martius et al.*, 2006; *Massacand et al.*, 1998). En outre, le tourbillon potentiel est un bon traceur des intrusions stratosphériques qui sont une des causes identifiées des fortes précipitations (*Hoinka et Davies*, 2007; *Massacand et al.*, 1998).

Pour connaître le tourbillon potentiel à grande échelle, nous avons utilisé les réanalyses du Centre Européen (*Dee et al.*, 2011; *Simmons et al.*, 2007). Ces réanalyses permettent d'obtenir directement un nombre considérable de paramètres météorologiques à la résolution spatiale $0,25^\circ \times 0,25^\circ$ et temporelle de 6 heures.

Après avoir montré que le tourbillon potentiel permet de décrire efficacement la situation synoptique, il est à présent nécessaire de déterminer les situations synoptiques favorables aux précipitations. Comme on l'a vu dans le chapitre 1, différentes méthodes peuvent être utilisées. L'approche la plus simple consiste à calculer un composite des situations synoptiques associées aux précipitations. Cette méthode présente le risque de mêler plusieurs situations synoptiques distinctes. Il semble donc préférable d'utiliser des méthodes objectives de groupement des situations synoptiques de pluie. C'est dans ce but que nous avons développé une approche dérivée de la méthode des analogues.

5.1.1 Mise en place de la méthode des analogues

La méthode des analogues est avant tout une méthode de prévision même s'il elle ne sera pas utilisée dans cet optique ici. Elle consiste en premier lieu à rechercher dans le passé une situation présentant des caractéristiques similaires (c'est-à-dire un analogue) à celle que l'on observe actuellement. L'idée étant que si deux situations sont très similaires, alors il est probable qu'elles évolueront de la même manière. Malheureusement l'analogue parfait n'existe pas. En effet, l'atmosphère est tellement complexe qu'il est peu probable qu'il se produise deux fois exactement la même situation météorologique. De plus, les moyens d'observation évoluent au fil du temps ce qui implique que même si dans l'histoire de l'observation météorologique, il se produisait exactement la même situation météorologique, il est très peu probable que nous le remarquions tant les moyens de mesure et les résolutions utilisées changent rapidement. Cette méthode n'est d'ailleurs plus utilisée pour la prévision météorologique car elle est bien moins précise que les modèles de prévision numérique. Par contre, on l'utilise toujours pour la prévision saisonnière. Elle permet par exemple de montrer que dans 60% des cas un été pluvieux est suivi d'un automne pluvieux ou encore que si l'on passe Noël au balcon, on risque de passer Pâques au tison. Dans notre cas nous n'allons pas chercher à prévoir l'évolution du

temps avec la méthode des analogues mais plutôt à identifier les situations synoptiques analogues qui seront systématiquement associées à des événements de pluie. Ainsi, nous pourrons déterminer les situations synoptiques typiques favorables aux précipitations sur la région. La méthode consiste donc à :

1. Déterminer les situations synoptiques analogues en terme de tourbillon potentiel sur la période 2009-2012
2. Agréger la pluie mesurée par le radar Hydrix pour la période 2009-2012 de manière à obtenir une résolution identique à celle du tourbillon potentiel (6 heures et $0,25^\circ \times 0,25^\circ$)
3. Rechercher les analogues qui sont systématiquement associés à des cumuls de précipitations importants

Recherche des analogues

En premier lieu, pour déterminer les analogues en terme de tourbillon potentiel, il est nécessaire de quantifier l'analogie entre deux situations synoptiques données. Pour cela, différentes méthodes existent comme le calcul de la distance euclidienne ou de la corrélation. Nous avons choisi d'utiliser la corrélation car elle est plus facile à interpréter que la distance euclidienne. La méthode consiste donc à calculer pour chaque année et chaque pixel de la carte de tourbillon potentiel un indice de corrélation (au sens de Spearman). De plus, nous nous sommes restreint au calcul des indices de corrélation dans un intervalle de deux mois autour de la date considérée. C'est-à-dire que si l'on cherche les analogues du 1 janvier 2010, on va tester tous les jours compris entre le 1 novembre et le 1 mars des années 2009-2012. L'intervalle de recherche est de deux mois car même en faisant l'hypothèse que deux situations synoptiques identiques puissent être séparées de plus de quatre mois, leur effet en terme de précipitations sera très probablement différent car les conditions météorologiques changent avec la saison (un front n'aura pas le même effet en décembre et au milieu de l'été). Finalement, nous ne gardons que les vingt premiers analogues car l'expérience montre qu'au delà, les analogues ne sont plus très semblables à la carte de tourbillon potentiel de départ. La méthode permet donc d'obtenir une base de données constituées de familles d'analogues comprenant chacune vingt membres ainsi que les indices de corrélation pour ces vingt membres. Il faut noter que certaines situations synoptiques peuvent se retrouver dans plusieurs familles d'analogues différentes. Sur la figure 5.1 est présentée un exemple d'une carte de tourbillon potentiel et de ses analogues calculés. Nous constatons par exemple que la méthode permet bien de trouver des situations synoptiques similaires avec cependant certaines différences en intensité et en position.

Lien précipitations-analogues

Ensuite, il est nécessaire d'identifier les situations synoptiques ayant provoqué ou du moins favorisé l'apparition de précipitations. Pour ce faire, nous avons tout d'abord calculé la somme (ou score) S des cumuls de pluies pondérés par les indices de corrélations pour chaque famille d'analogue :

$$S = \sum_i^n \gamma_i R_i \tag{5.4}$$

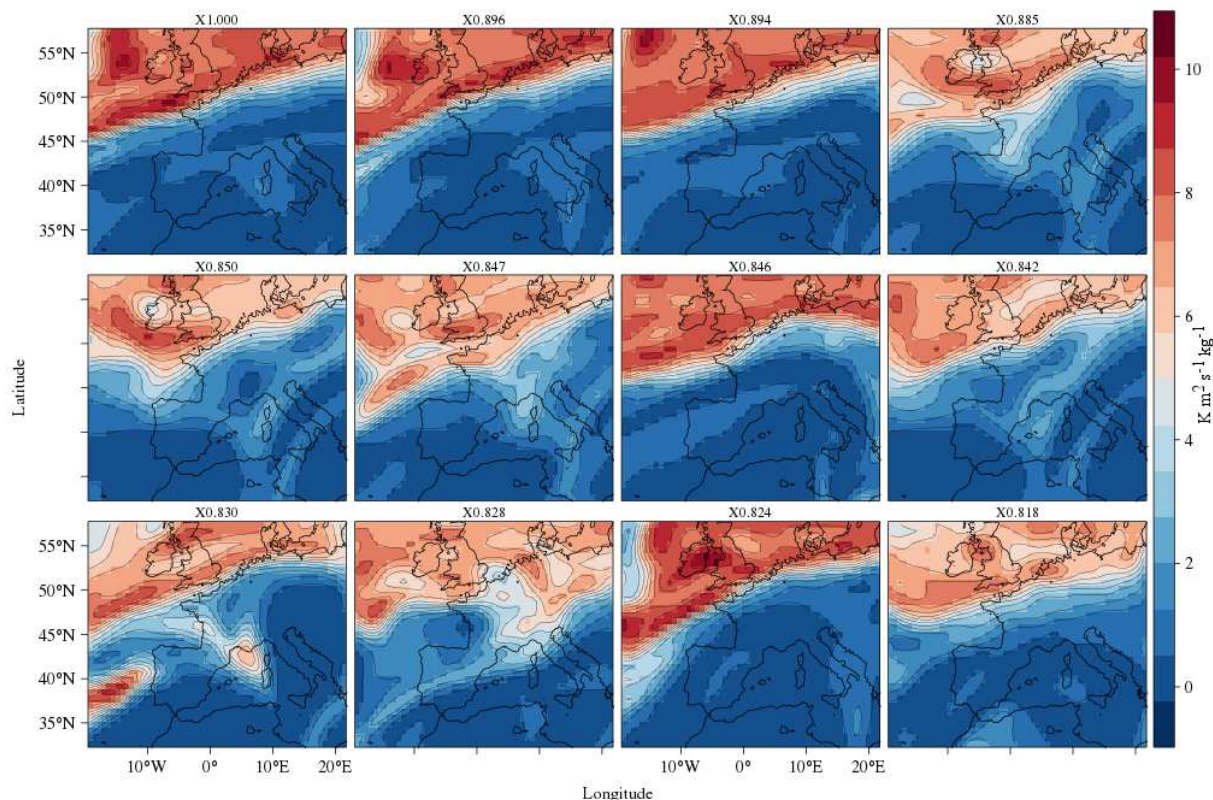


FIGURE 5.1 : Carte de tourbillon potentiel à 250 hPa ($Km^2s^{-1}kg^{-1}$) du 20 avril 2009 à 18 h (en haut à gauche) et ses onze premiers analogues. Au dessus de chaque carte on a précisé l'indice de corrélation

où n est le nombre d'analogues, γ l'indice de corrélation et R le cumul de pluie sur six heures. Ce score a permis d'établir un classement objectif des familles d'analogues favorables à la pluie. Comme certaines situations synoptiques se retrouvent dans plusieurs familles d'analogues, la méthode présente un risque de sélectionner plusieurs fois les mêmes situations très favorables à la pluie. Par conséquent, au fur et à mesure de l'analyse, nous avons retiré les situations synoptiques et leurs analogues ayant déjà été sélectionnés. Enfin, nous nous sommes attachés à vérifier que chaque famille d'analogues sélectionnée présentait au moins 50 % d'occurrence de précipitations supérieures à 1 mm/j pour éviter qu'une situation exceptionnelle puisse à elle seule faire ressortir une famille.

5.1.2 Situation synoptique typique

Les six premiers composites classés par ordre de score décroissant sont représentés en figure 5.2. Les six situations sont sans surprise accompagnées d'un important maximum de tourbillon potentiel (au moins supérieur à 4 PVU). De plus, la région couverte par le radar se trouve pour les cinq premières situations sur le bord est de l'anomalie de tourbillon potentiel. Cette configuration est associée, comme montré dans la partie 1.4.3, à une circulation agéostrophique et en particulier à une vitesse verticale positive à l'avant, selon son déplacement. Par ailleurs, le tourbillon potentiel détermine la forme du géopotential à 500 hPa. Ce qui signifie que ces anomalies dans

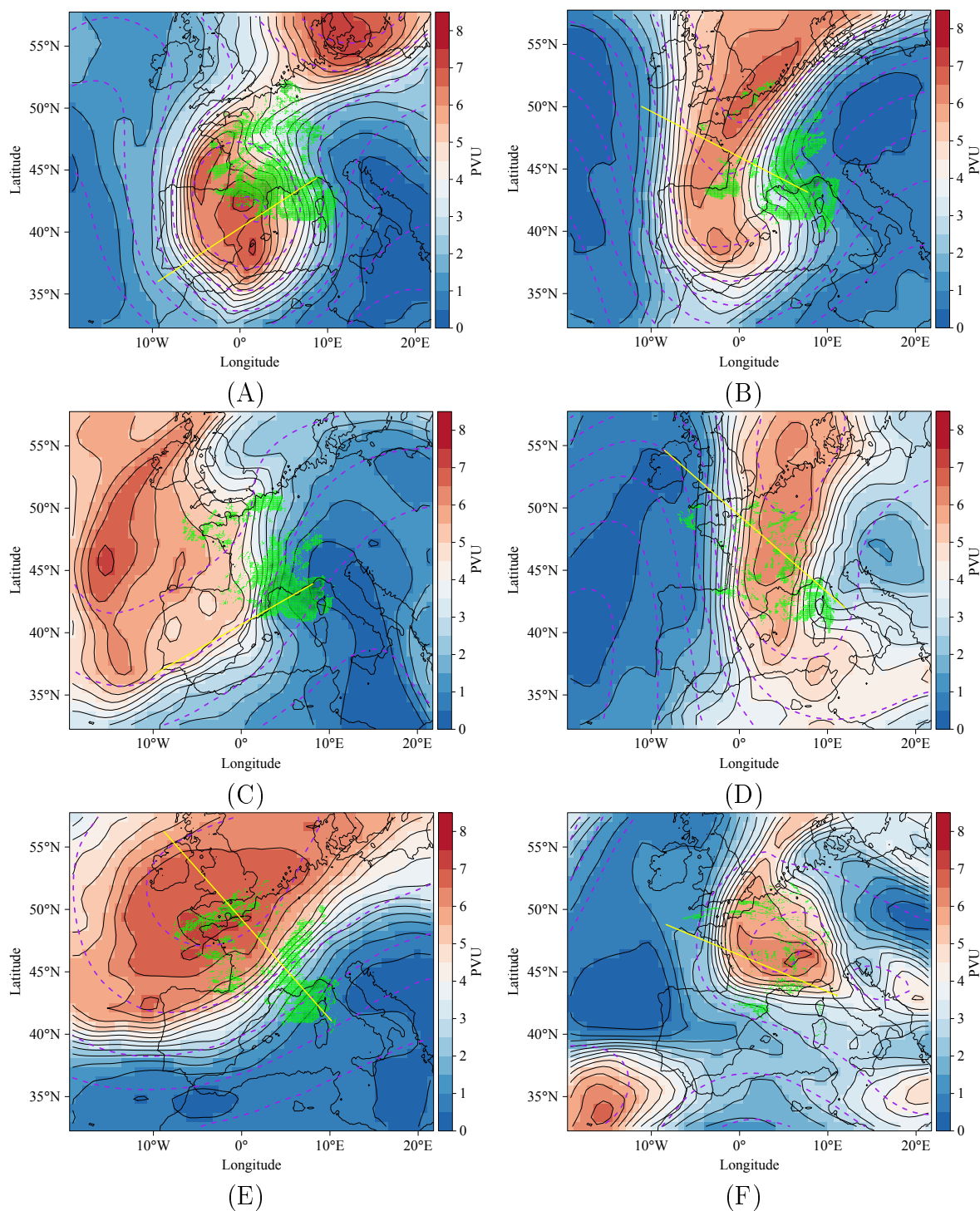


FIGURE 5.2 : Composites des cartes de tourbillon potentiel (PVU) pour les situations synoptiques associées aux précipitations intenses sur l'Euro-région Alpes-Méditerranée. Nous avons également ajouté le composite du géopotential à 500 hPa (en tiret violet tous les $500 \text{ m}^2/\text{s}^2$) et le composite du cumul de pluie journalier en vert issu de la mosaïque radar (bien noter néanmoins que nous avons uniquement utilisé les données du radar Hydrix dans la méthode des analogues).

les hautes couches de l'atmosphère impactent également fortement le comportement de la moyenne atmosphère. Cependant, près du sol, le flux ne suit pas toujours la circulation des hautes et moyennes couches (le flux n'est pas montré sur ces figures pour des raisons de lisibilité mais il est discuté dans la suite).

L'analyse plus détaillée des différentes situations montre que la première situation correspond à une anomalie isolée de tourbillon potentiel c'est-à-dire à une goutte froide (*cutoff*). Celle-ci est centrée sur le sud-ouest de la France et le nord-est de l'Espagne. Elle est très marquée avec des valeurs supérieures à 7 PVU en son centre et également très localisée ce qui crée des gradients particulièrement importants sur les régions alentours. De plus, la région d'Hydrix est soumise à un flux venant du sud qui apporte de l'humidité nourrissant les précipitations. Les situations synoptiques suivantes (B, D) correspondent à des langues d'anomalie de tourbillon potentiel qui s'étirent du nord de l'Europe jusqu'aux côtes africaines. Les zones de maximums de tourbillon potentiel sont d'intensités modérées. Le flux est favorable à l'apport d'humidité dans la situation B et défavorable dans la situation D. La situation C correspond à une très vaste zone d'anomalie positive de tourbillon. Cette anomalie est associée à un flux provenant de la Méditerranée et apportant de l'humidité sur la zone d'Hydrix. La cinquième situation (E) correspond à un maximum très prononcé de tourbillon potentiel situé sur le nord-ouest de l'Europe. Le flux est dirigé parallèlement à la côte. La dernière situation (F) est très différente. En effet, elle montre un maximum de tourbillon potentiel sur l'est de la France et l'Allemagne. Cette configuration n'est pas favorable au soulèvement de la masse d'air sur la zone d'Hydrix. Néanmoins, l'anomalie se situe très près de la zone d'étude et par conséquent elle a tendance à diminuer la stabilité de l'air en dessous par advection différentielle ce qui favorise le développement de cellules convectives.

Il n'est pas toujours évident de comparer nos résultats aux précédentes études car la plupart utilisent d'autres variables à d'autres altitudes, pour différentes périodes de temps, pour caractériser différentes régions et avec des méthodes également différentes. Néanmoins, dans ces études comme pour la notre, nous retrouvons régulièrement certaines structures synoptiques comme les thalwegs sur l'Atlantique et des gouttes froides sur l'Espagne (*Funatsu et al.*, 2009; *Joly et al.*, 2007; *Martínez et al.*, 2008; *Martius et al.*, 2006; *Plaut et Simonnet*, 2001; *Plaut et al.*, 2001; *Ricard et al.*, 2012; *Vrac et Yiou*, 2010). Par contre, nous n'avons pas identifié de situation synoptique correspondant à des cyclones méditerranéens contrairement à d'autres études (par exemple *Funatsu et al.*, 2009).

La figure 5.3 montre la période de l'année correspondent aux situations synoptiques identifiées précédemment. Ces situations synoptiques sont réparties homogènement entre début octobre et fin juin. Il est intéressant de noter qu'aucune situation synoptique typique n'a lieu en été. Ce résultat montre que ce sont principalement les conditions locales qui sont à l'origine des précipitations en été (voir à ce propos la section 5.2).

La dernière étape de cette analyse consiste à déterminer le lien entre le pourcentage d'occurrence des précipitations et le cumul de pluie sur six heures pour les six situations synoptiques mises en évidence (Fig. 5.4). Les comportements sont très contrastés : les situations A et B sont très favorables à la pluie (80 et 85 % d'occurrence) et également aux cumuls importants. Au contraire les situations D et E sont moins favorables à l'occurrence de pluie et aux cumuls importants. Cette différence

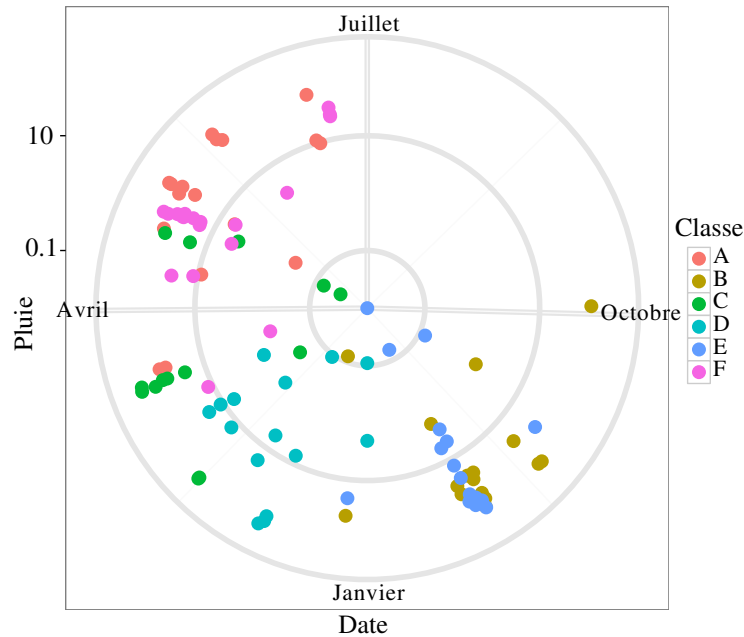


FIGURE 5.3 : Date des situations synoptiques associées à la pluie sur la région. L'axe vertical correspond au cumul de pluie sur 6 h sur la zone d'Hydris pour une situation synoptique donnée

peut s'expliquer comme indiqué précédemment par la direction du flux de basse couche favorable pour les situations A et B et défavorable pour les situations D et E. Les situations C et F sont singulières puisque la première semble assez peu favorable à l'occurrence de pluie (55 %) mais très favorable aux cumuls importants (en moyenne 80 mm/6 heures à chaque fois qu'il pleut) et la deuxième est extrêmement favorable à l'occurrence de pluie sur la région (90 %) mais donne des cumuls moyens relativement modestes (environ 30 mm/6 heures). Le comportement de la situation F s'explique par le fait qu'elle correspond à un maximum de tourbillon potentiel sur la zone d'étude ce qui implique une déstabilisation systématique de la masse d'air et des précipitations fréquentes. Néanmoins, les cumuls restent assez faibles car cette situation ne permet pas d'advecter de l'humidité en provenance de la mer Méditerranée. Les cumuls importants associés à la situation C s'expliquent probablement par le fait que cette situation correspond à une vaste zone d'anomalie de tourbillon potentiel c'est-à-dire à une dépression. En effet, la plupart des autres situations correspondent à des thalwegs étroits c'est-à-dire à des zones frontales. Ces dernières ont tendance à se déplacer relativement rapidement contrairement à une dépression qui peut rester en place plusieurs jours. Ainsi, les cumuls importants pour la situation C semblent être associés à une stationnarité des conditions favorables à la pluie sur une longue période. Cela pourrait également expliquer que cette situation n'est pas systématiquement associée à de la pluie (55 % du temps) car au contraire d'un front qui va quasiment toujours produire des précipitations sur la région, une dépression va simplement apporter des conditions favorables.

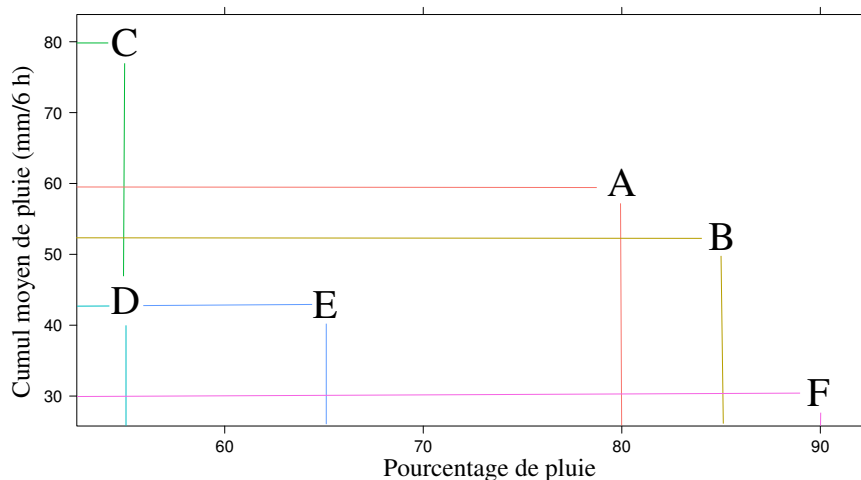


FIGURE 5.4 : Rapport entre le pourcentage d'occurrence de la pluie pour une situation synoptique donnée et le cumul de pluie moyen sur 6 heures (sachant qu'il pleut)

5.2 Caractéristiques de méso-échelle

Dans la partie précédente, nous avons pu identifier les situations synoptiques associées aux précipitations importantes sur l'Eurorégion Alpes-Méditerranée. Il reste à présent à identifier les processus d'échelle plus locale qui gouvernent l'occurrence et le comportement des précipitations sur la région. Pour cela, nous identifions dans une première partie les variables atmosphériques favorables aux précipitations puis, dans une deuxième partie, nous cherchons à caractériser le lien éventuel entre la topographie et les précipitations.

5.2.1 Paramètres météorologiques

Les paramètres météorologiques exploités dans cette étude sont issus d'une simulation fine échelle (fournie par Sophie Bastin) du modèle *Weather Research and Forecasting* (WRF) du *National Center for Atmospheric Research* (NCAR) (*Ska-marock et al.*, 2008). Ce modèle couvre l'Europe et le bassin méditerranéen avec une résolution spatiale horizontale de 20 km et une résolution temporelle de trois heures. Il possède également 28 niveaux verticaux définis en coordonnées σ (c'est-à-dire définis à pression hydrostatique constante). Cette simulation a été réalisée dans le cadre des projets HyMeX et MED-CORDEX sur une gamme temporelle allant de janvier 1989 à novembre 2011. Les conditions initiales ainsi que les conditions aux frontières sont déterminées grâce aux réanalyses ERA-Interim du Centre Européen (ECMWF) (*Dee et al.*, 2011; *Simmons et al.*, 2007). Pour plus de renseignements sur cette simulation on peut se référer à *Stéfanon et al.* (2013).

L'analyse a consisté à corrélérer les précipitations sur la région couverte par Hydrix avec différentes variables du modèle. Les nombreuses études de cas conduites dans des régions proches de la notre ont permis d'identifier plusieurs variables clés associées au comportement local des précipitations : la pression (**P**), le tourbillon potentiel (**PV**), l'humidité spécifique (**q**), la divergence et convergence du flux d'hu-

midité ($\text{div}(\mathbf{v}_q)$ et $\text{conv}(\mathbf{v}_q)$), le vent (Nord **N**, Est **E**, Sud **S** et Ouest **O**), la divergence et convergence du vent ($\text{div}(\mathbf{v})$ et $\text{conv}(\mathbf{v})$), l'énergie potentielle convective disponible (**CAPE**), le nombre de Richardson global (**Ri**) et le cisaillement vertical entre 0 et 6 km (**cis**). La corrélation a été calculée au moyen du coefficient de corrélation de Spearman pour tenir compte des corrélations non linéaires. De plus, nous avons pris la valeur absolue pour toutes les variables ayant des valeurs strictement négatives ($\text{conv}(\mathbf{v})$, $\text{div}(\mathbf{v})$, S, O) ceci afin de faciliter l'interprétation. Enfin, la signification du coefficient de corrélation a été déterminée par un test de permutation. La corrélation est significative à 99% si elle est supérieure à 0,1 pour une série de 500 points ce qui est le nombre minimum de points utilisés dans la suite. Il faut finalement noter qu'une corrélation significative entre la pluie est un paramètre météorologique ne veut pas forcément dire qu'il correspond au processus à l'origine de la pluie mais plutôt que, quand sa valeur est importante, la pluie a tendance à être importante. Ainsi cette analyse est une première étape permettant de dégager les paramètres météorologiques favorables à la pluie. Une étude de cas permettra par la suite d'identifier précisément l'influence des différents paramètres.

Influence de l'altitude

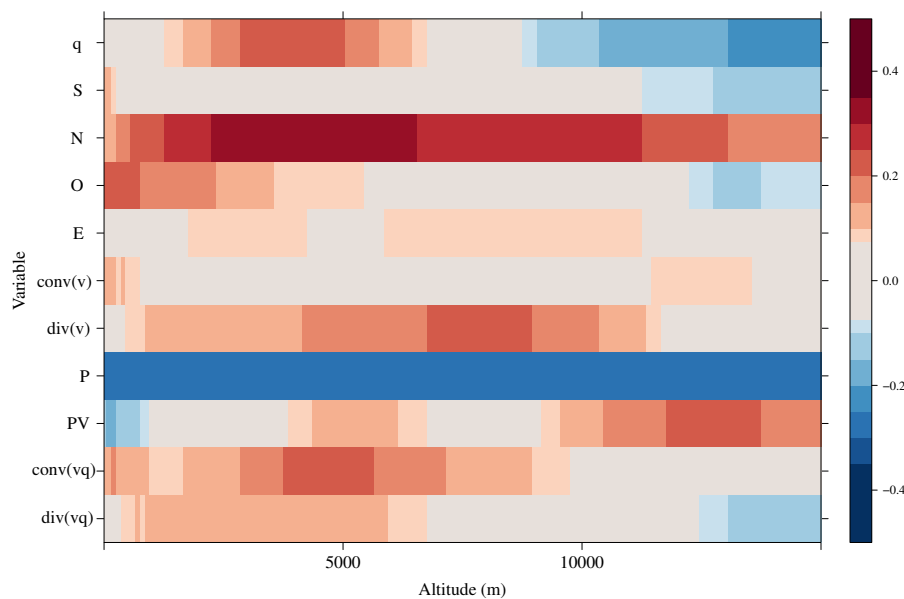


FIGURE 5.5 : Corrélation suivant la verticale entre la pluie et les différentes variables testées. Quand la couleur est rouge cela signifie qu'un maximum de pluie est lié à un maximum d'une variable, quand elle est bleue cela signifie qu'un maximum de pluie est lié à un minimum d'une variable

La première étape de cette analyse consiste à déterminer la corrélation des différents paramètres météorologiques avec la pluie en fonction de l'altitude (Fig. 5.5). Il faut noter que la corrélation aux très basses altitudes ne concerne que les mesures sur la mer du fait du relief sur le continent ¹.

1. En effet, le modèle donne les variables suivant l'altitude, à l'altitude 0 nous n'avons donc que des mesures sur la mer

- La divergence du flux d'humidité spécifique est modérément corrélée à la pluie dans les basses couches sauf très près du sol (c'est-à-dire sur la mer Méditerranée) et anti-corrélée dans les très hautes couches de l'atmosphère. Comme les précédentes études ont montré que la divergence du flux d'humidité n'est pas habituellement favorable aux précipitations, nous avons supposé que la corrélation positive dans les basses couches devait être probablement liée à une autre variable. Nous avons, en effet, pu montrer qu'une corrélation très significative apparaissait avec la variable d'humidité spécifique (voir la figure 19 en annexe, section A.5.). Cela signifie donc que, dans le calcul de la divergence du flux d'humidité ($\vec{\nabla}(qv) = v\vec{\nabla}(q) + q\vec{\nabla}(\vec{v})$), c'est le deuxième terme lié à l'humidité spécifique qui domine. Cela permet donc d'expliquer la corrélation positive mise en évidence. C'est la même raison qui explique l'anticorrélation observée dans les hautes couches. Nous discuterons plus en détail ce dernier point dans le paragraphe consacré au rôle de l'humidité spécifique.
- La convergence du flux d'humidité montre une corrélation positive dans les basses couches. Ce résultat n'est pas surprenant puisque l'apport d'humidité est l'une des conditions du déclenchement des précipitations comme souligné dans les précédentes sections et dans de précédentes études (*Boudevillain et al.*, 2009; *Ducrocq et al.*, 2008; *Nuissier et al.*, 2008).
- Le tourbillon potentiel présente une légère anticorrélation dans les très basses couches (c'est-à-dire sur la mer Méditerranée) puis une corrélation légèrement positive vers 5000 m et relativement forte dans la haute atmosphère. La corrélation positive dans les hautes couches montre qu'il était opportun de prendre le tourbillon potentiel à 250 hPa pour décrire la situation synoptique comme nous l'avons fait dans la partie précédente. Si la corrélation dans les hautes couches était attendue (voir *Funatsu et al.*, 2009; *Martius et al.*, 2006), la corrélation dans les moyennes couches est plus inattendue. Le double maximum de corrélation pourrait s'expliquer par la présence d'une langue de fort tourbillon potentiel en provenance de la haute atmosphère qui s'étire obliquement sur la région et affecte principalement les couches de moyenne altitude. Néanmoins, si nous testons la corrélation à 14000 m avec les altitudes inférieures, nous voyons que la corrélation décroît régulièrement avec la distance à la haute atmosphère (0.32 à 7000 m et 0.17 à 4000 m) montrant que cette interprétation n'est pas correcte. Il semble donc que le maximum de tourbillon potentiel dans les basses couches soit un processus indépendant des intrusions stratosphériques. Cette interprétation apparaît confirmée par la section verticale présentée en figure 5.6 où l'on observe des maximums de tourbillon potentiel dans les basses et moyennes couches (jusqu'à 6000 m) indépendants des intrusions dans les hautes altitudes. De plus, ces fortes valeurs de tourbillon potentiel dans les basses et moyennes couches semblent liées à des précipitations importantes. Il existe également entre 7000 m et 10000 m une zone de minimum de tourbillon potentiel qui pourrait correspondre au minimum de corrélation observé en figure 5.5. D'autres analyses effectuées dans la section sur le cycle diurne de la corrélation nous permettront de mieux comprendre le

comportement du tourbillon potentiel.

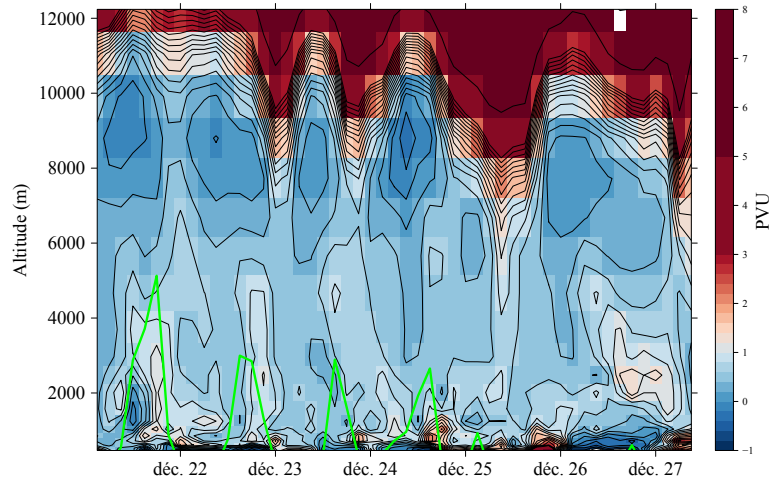


FIGURE 5.6 : Section verticale du tourbillon potentiel en décembre 2009 et cumul de pluie (en vert)

- La pression montre clairement un effet déterminant sur la pluie : en effet, un minimum de pression est très corrélé avec un maximum de précipitations et ce sur toute la colonne d'air. Cet effet n'est pas surprenant et montre que le baromètre est un très bon instrument pour prévoir la pluie. Le fait que l'anti-corrélation soit quasiment constante sur la verticale montre que l'occurrence d'une basse pression influence toute la hauteur de la troposphère et donc que la pression est plutôt gouvernée par la grande échelle. Il faut noter que l'on aurait obtenu une corrélation identique en analysant le géopotential.
- La divergence du vent joue un rôle positif sur l'occurrence de précipitations à moyenne altitude (~ 7500 m). Cet effet positif pourrait être lié au soulèvement de la masse d'air. En effet, la divergence du vent crée une dépression locale qui va favoriser les mécanismes d'ascendances favorables à la pluie. Cet effet est confirmé par le calcul de la corrélation entre la pression et la divergence (voir la figure 18 en annexe, section A.5.)). La circulation agéostrophique grande échelle peut être à l'origine de cette divergence mais aussi des effets plus locaux tels les mouvements convectifs.
- La convergence du vent a un effet significatif sur la pluie uniquement dans les très basses couches. Cela montre que la convergence est favorable à la pluie sur la mer Méditerranée alors qu'elle ne paraît pas déterminante sur le continent. Sur celui-ci, il semble qu'il faille y associer un apport d'humidité pour déclencher les précipitations comme l'a montré l'analyse de la convergence du flux d'humidité.
- Le vent zonal a, à première vue, un impact modéré sur l'intensité des précipitations. Cependant, dans les basses couches un vent fort dirigé vers l'ouest peut être un facteur favorable aux précipitations. L'analyse par saison de la corrélation (Fig. 5.8) nous donnera plus d'information sur le rôle de ce para-

mètre.

- La vitesse méridienne est corrélée aux précipitations quand elle est dirigée vers le nord. En particulier, la corrélation est fortement positive sur toute la troposphère avec un maximum autour de 4000 m. Ce résultat était attendu puisque l'on a déjà constaté à plusieurs reprises (par exemple pour les situations synoptiques typiques) que le flux du sud alimente en humidité les systèmes précipitants. Ce paramètre pourrait donc clairement être l'un des facteurs déterminants pour expliquer la pluie sur la région comme déjà noté par *Ricard et al.* (2012) dans la région des Cévennes.
- Le lien entre humidité et précipitations est évident. Par contre, il peut apparaître étonnant d'observer une anticorrélation dans les hautes couches. Pour comprendre ce processus, nous avons tout d'abord testé l'existence d'une corrélation entre un maximum d'humidité dans les basses couches et un minimum dans les hautes couches. Néanmoins, l'indice de corrélation entre l'humidité à 3000 m (maximum de corrélation) et 14000 m (maximum d'anticorrélation) s'avère être positif (0.35) et ne permet donc pas d'expliquer l'anticorrélation observée. L'altitude à laquelle se trouve cette anticorrélation laisse à penser que le processus d'assèchement se situe dans la basse stratosphère et non pas dans la troposphère. Dans un deuxième temps, nous avons donc cherché à savoir si cet assèchement stratosphérique n'était pas lié à la présence d'une intrusion de tourbillon potentiel dans la troposphère (Fig. 5.7). La figure montre que lorsque le tourbillon potentiel est maximal (intrusion), l'humidité spécifique est minimale. De plus, il est intéressant de noter que ce maximum d'anticorrélation apparaît plutôt vers 11000-12000 m. Par conséquent, notre hypothèse de lien entre l'intrusion et l'assèchement stratosphérique semble vérifiée. Un dernier point à propos de l'humidité spécifique est qu'elle ne montre pas de corrélation dans les très basses couches. Cela semble confirmer que, sur la mer Méditerranée, l'humidité étant continuellement disponible, elle n'est pas un facteur permettant d'expliquer l'occurrence et l'intensité des précipitations sur cette zone.

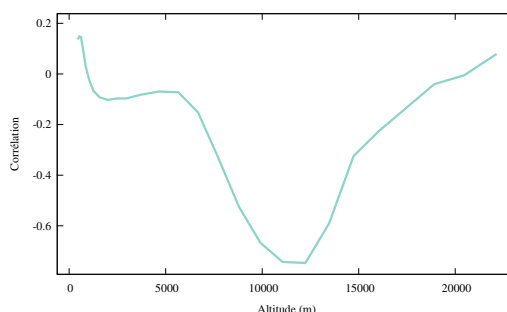


FIGURE 5.7 : Corrélation entre le tourbillon potentiel et l'humidité spécifique à 14000 m

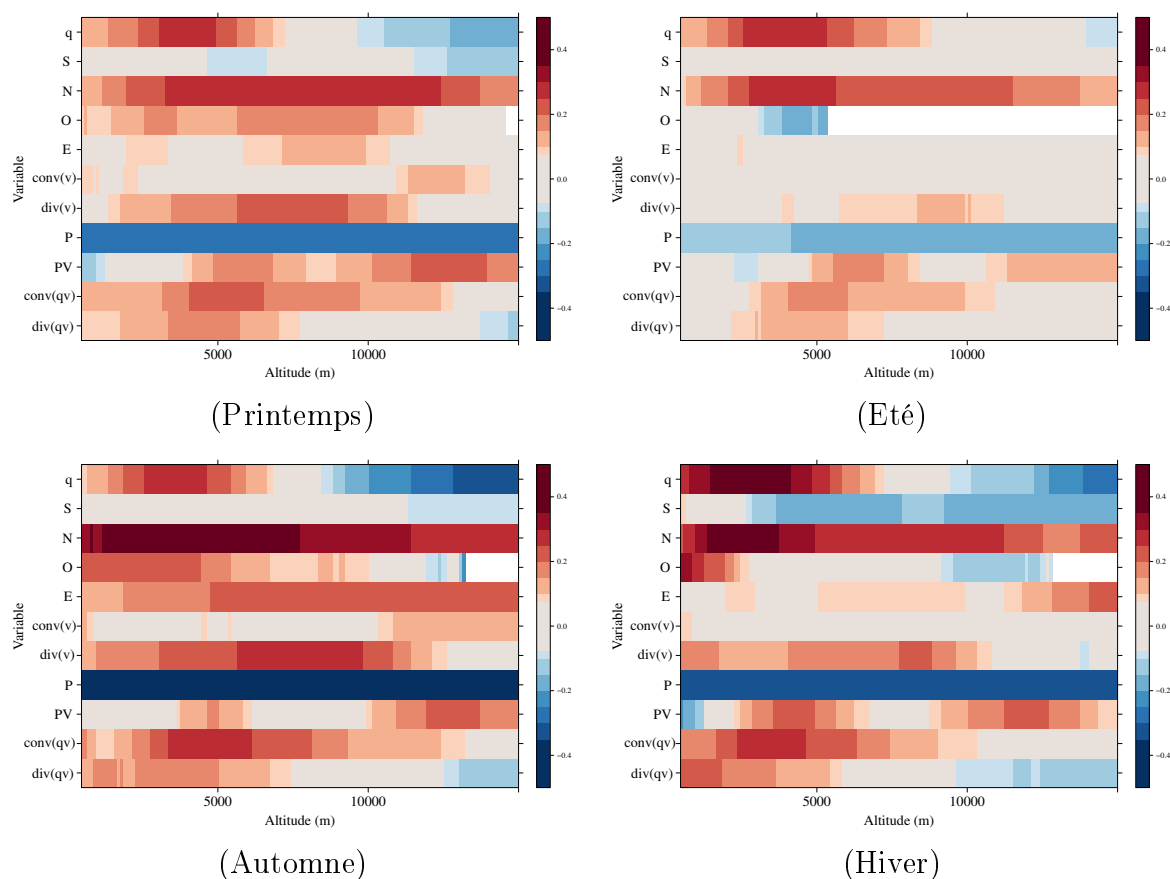


FIGURE 5.8 : Corrélation suivant l'altitude et par saison des différentes variables météorologiques et des précipitations. Les zones blanches correspondent aux altitudes pour lesquelles il n'est pas possible de calculer une corrélation statistiquement significative

Variabilité saisonnière

Après avoir étudié la corrélation entre la pluie et les paramètres dynamiques et thermodynamiques à différentes altitudes, il est intéressant de renseigner la variabilité saisonnière de cette corrélation (Fig. 5.8). En effet, nous avons montré dans les précédents chapitres que la pluie était très variable suivant la saison dans l'Eurorégion Alpes-Méditerranée et il est donc intéressant d'identifier les paramètres météorologiques qui sont associés à cette variabilité. Les caractéristiques mises en évidence sont les suivantes :

- La divergence du flux d'humidité présente un rôle modéré durant l'année et une corrélation positive maximale entre 4000 et 5000 m.
- La convergence du flux d'humidité spécifique joue un rôle important au moins jusqu'à 8000 m et même au delà au printemps et en automne. Son influence est moins forte en été.
- L'effet du tourbillon potentiel est relativement important sur les précipitations pendant l'année bien qu'étant assez faible en été indiquant que les forçages lo-

caux sont plus importants que les forçages synoptiques à cette période. Une explication complémentaire est qu'il y a moins d'intrusions stratosphériques de tourbillon potentiel en été (Fig. 5.9). Comme dans la partie précédente, les résultats montrent deux maximums distincts de corrélation positive sur l'altitude de la troposphère (à environ 5000 et 12000 m). Nous remarquons également que les deux maximums s'élèvent avec l'été puis redescendent ensuite. Il nous manque encore des informations sur le cycle diurne de la corrélation (présenté dans la section 5.2.1) pour pouvoir apporter une explication complète à ce phénomène.

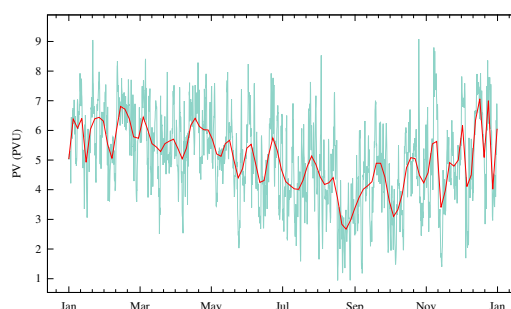


FIGURE 5.9 : Tourbillon potentiel moyen (PVU) à l'altitude 12000 m en bleu et sa moyenne glissante en rouge

- La pression joue un rôle très important sur l'occurrence et l'intensité des précipitations. Nous voyons que son action est forte en hiver et au printemps et déterminante en automne. Par contre, en été, tout comme le tourbillon potentiel, elle montre une anticorrélation moins importante (elle n'est plus du tout corrélée aux précipitations en juillet et août). Cet effet pourrait être liée à l'action de l'anticyclone des Açores qui déplace les centres dépressionnaires vers les très hautes latitudes en été.
- La divergence du vent est corrélée positivement aux précipitations au printemps, automne et hiver. En été la corrélation est moins marquée. De plus, l'altitude du maximum de corrélation (7500 m) ne varie pas suivant la saison.
- La convergence du vent a un très léger effet au printemps et en automne à haute altitude (probablement au-dessus de la tropopause) et à très basse altitude. A haute altitude, la corrélation pourrait être liée aux intrusions stratosphériques, néanmoins, nous n'avons pas trouvé de corrélation significative avec le tourbillon potentiel.
- Le vent zonal présente une influence assez variable suivant la période de l'année. Le vent dirigé vers l'est a un effet à peine positif sur les précipitations au printemps et en hiver, inexistant en été et relativement important en automne. La corrélation est apparente sur toute la couche de l'atmosphère en automne. Le comportement du vent dirigé vers l'ouest est également très complexe. Au printemps et en automne il est favorable aux précipitations sur toute la couche de l'atmosphère jusqu'à 10000 m, en hiver il est favorable dans les

basses couches et défavorable au-dessus de la tropopause. En été, il n'est pas significatif.

Le vent d'est est, comme le vent d'ouest, favorable aux précipitations, cela signifie que deux processus différents sont responsables de ces comportements. L'observation de l'animation des précipitations sur la zone d'Hydris, nous aide à proposer une explication à ces processus. En ce qui concerne le vent dirigé vers l'est, il semble qu'il soit associé à des fronts en provenance de l'Atlantique qui présentent une orientation oblique (voir la figure 5.2). Dans le cas où c'est le vent zonal négatif qui avantage les précipitations, le processus associé pourrait être la présence d'un cyclone méditerranéen.

- Le vent méridien est un élément clé quelle que soit la saison et quelle que soit l'altitude. C'est également la seule variable (avec l'humidité spécifique) qui présente un lien fort avec les précipitations en été. Cela montre que durant cette saison, même s'il n'existe pas de situation synoptique favorable (voir section 5.1 et les commentaires plus haut sur la pression), un flux d'humidité (qv) important dû à des effets locaux (brise de mer par exemple) peut être suffisant pour générer des précipitations (voir par exemple *Riesco Martín et al.*, 2013).
- Enfin, si nous analysons l'humidité spécifique, il apparaît clair qu'elle est très favorable aux précipitations dans les basses couches et défavorable dans les hautes couches. Dans la section précédente, nous avons montré que l'assèchement dans les hautes couches résulte en fait d'une intrusion de tourbillon potentiel sur la région. Cet argument est appuyé par le fait qu'en été cette anticorrélation disparaît quasiment complètement puisque la tropopause se trouve à plus haute altitude (d'ailleurs on retrouve bien une anticorrélation en été quand on regarde les plus hautes couches du modèle). Enfin, la sécheresse de l'atmosphère dans les hautes couches peut avoir un effet indirect sur les précipitations. En effet, comme on l'a vu dans le premier chapitre de cette thèse, un air sec peut favoriser l'évaporation dans l'air environnant des précipitations issues des ascendances convectives. Un courant de densité puis une *cold pool* peuvent alors se développer ce qui contribue à l'entretien de la convection.

Les analyses de corrélation aux différentes altitudes ont permis de montrer que les altitudes clés associées aux précipitations se trouvent au sol, entre 2000 et 5000 m et dans une moindre mesure vers 11000 m. Dans la partie suivante, nous analysons la variabilité horizontale de la corrélation à l'altitude 3500 m afin d'identifier les régions où les paramètres météorologiques ont l'impact le plus important sur la pluie.

Variabilité spatiale

L'Eurorégion Alpes-Méditerranée est caractérisée par de forts contrastes géographiques (terre-mer ou plaine-montagne) qui, comme on l'a vu précédemment, influencent les précipitations. Ainsi, dans cette partie nous avons cherché à déterminer les processus associés à la variabilité spatiale de la pluie. La variation horizontale de la corrélation entre les variables et la pluie à 3500 m est présentée en figure 5.10. Il faut rappeler que la partie nord-est du domaine est mal échantillonnée par le radar et, par conséquent, les résultats dans cette zone doivent être considérés avec

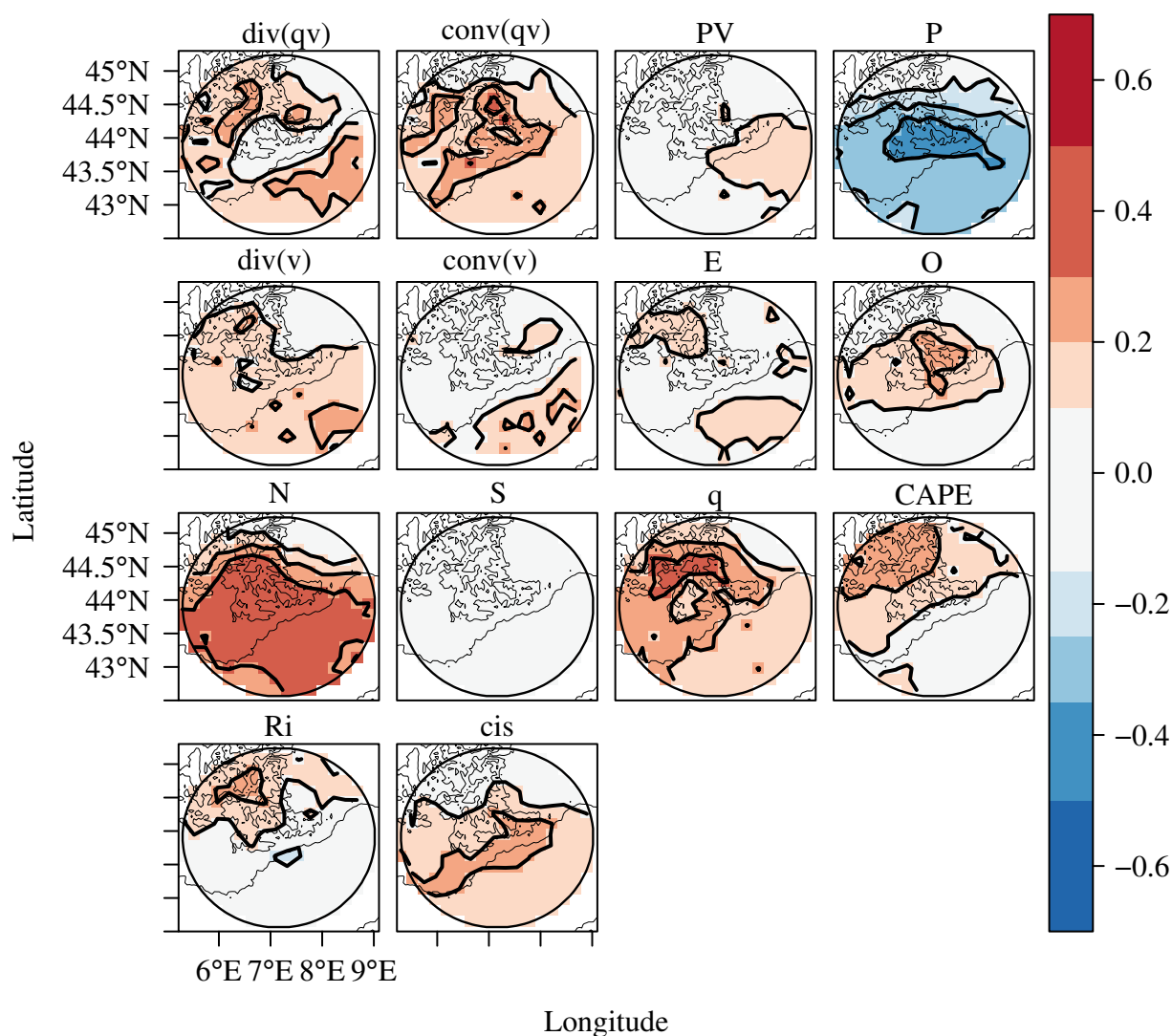


FIGURE 5.10 : Corrélation sur les trois ans de données entre les variables à 3500 m et la pluie

précaution. Les principaux résultats sont les suivants :

- La corrélation associée à la divergence du flux d'humidité ne présente pas de préférence spatiale marquée au contraire de la convergence du flux d'humidité qui est importante sur le continent et faible sur la mer Méditerranée. Ce comportement s'explique facilement puisque l'apport d'humidité est déterminant uniquement sur le continent.
- Le tourbillon potentiel montre une corrélation négligeable à 3500 m.
- La pression présente une corrélation négative sur toute la zone sans surprise.
- La divergence du vent joue un rôle assez faible sans préférence clairement marquée.
- La convergence du vent joue un rôle uniquement sur la mer. Ce comportement

n'est pas étonnant car c'est sur la mer l'un des principaux mécanismes de soulèvement. D'un autre côté cela montre que sur le continent le mécanisme de convergence du vent n'est pas un facteur permettant de déclencher des précipitations.

- Le vent zonal dirigé vers l'est montre un rôle peu significatif sur les précipitations sans région préférentielle. Au contraire, le vent dirigé vers l'ouest montre un effet modéré sur les précipitations mais pour une zone centrale de la région. Il est difficile de donner une explication à cette corrélation même si on peut penser à un lien avec les systèmes frontaux ou les cyclones méditerranéens comme indiqué dans la partie précédente. Le fait que les zones de fortes corrélations soient si localisées peut s'expliquer éventuellement par le fait que la région est favorable aux soulèvements orographiques. Si l'on regarde l'évolution de cette corrélation mois par mois on observe qu'elle varie fortement sans cycle saisonnier identifiable. Pour mieux comprendre le rôle du vent zonal, il sera par conséquent important de faire l'analyse sur une plus longue durée et de regarder le lien éventuel avec le relief afin d'obtenir plus d'informations à ce propos.
- Quand le vent est dirigé vers le nord, il y a une très forte probabilité de voir des précipitations partout sur l'Eurorégion Alpes-Méditerranée.
- L'humidité spécifique est très clairement favorable aux précipitations sur le continent alors qu'elle n'est que peu significative sur la mer.
- La CAPE montre également une forte corrélation avec les précipitations sur le continent et en particulier sur la zone nord où les Alpes sont les plus élevées. Ce paramètre a déjà été identifié comme étant associé aux précipitations intenses dans de nombreux événements pluvieux intenses sur des régions voisines (*Ducrocq et al.*, 2008; *Nuissier et al.*, 2008). Il est intéressant de noter que l'intensité des précipitations sur la mer et la côte ne dépend pas de l'importance de la CAPE. Ce comportement peut signifier que sur ces régions, l'air est très proche de la saturation et ne nécessite pas forcément la présence d'une CAPE pour produire des précipitations importantes.
- Le nombre de Richardson présente des caractéristiques équivalentes à celle de la CAPE. Nous avons d'ailleurs constaté lors de cette étude qu'il n'apporte aucune information supplémentaire à celle donnée par la CAPE pour l'analyse statistique. Il reste néanmoins un outil très intéressant pour les études de cas et pour déterminer le type de convection (*Weisman et Klemp*, 1982; *Weisman et Klemp*, 1986).
- Enfin, le cisaillement présente une caractéristique très particulière. L'analyse montre un rôle favorable aux précipitations sur la côte. Le fait que l'influence du cisaillement soit principalement localisée le long de la côte est très intéressant car il suggère un rôle possible des brises de mer et de terre sur le développement des précipitations.

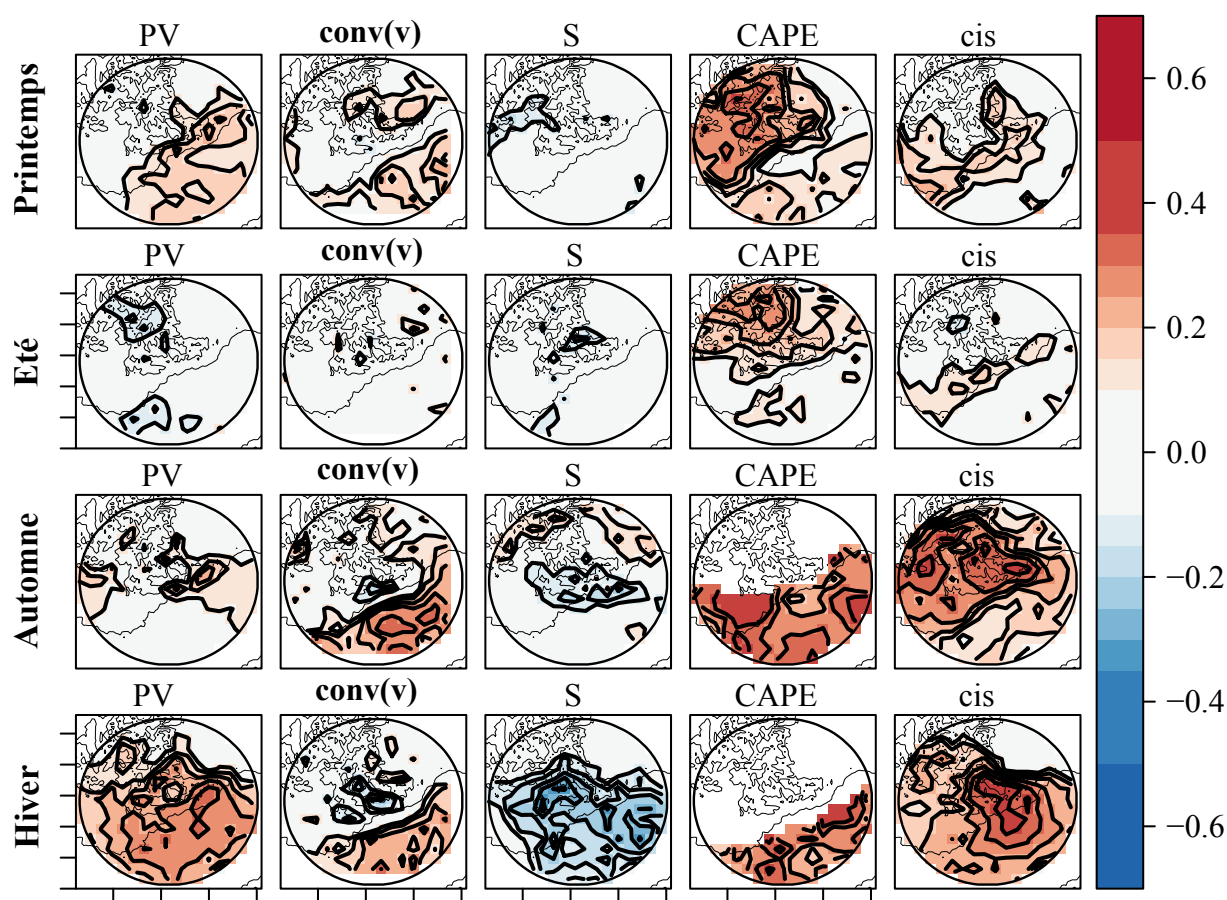


FIGURE 5.11 : Corrélation sur les trois ans de données entre les variables à 3500 m et la pluie par saison

Le principal cycle mis en évidence dans le chapitre sur la variabilité spatio-temporelle des précipitations est le cycle saisonnier. Dans la section 5.2.1, nous avons analysé l'évolution saisonnière des corrélations selon la verticale. Dans cette partie, nous avons analysé l'évolution saisonnière des corrélations horizontalement pour les variables présentant un cycle saisonnier remarquable (Fig. 5.11).

- Le tourbillon potentiel montre un rôle légèrement positif sur la mer au printemps mais surtout un rôle favorable sur l'ensemble de la zone en hiver avec un maximum localisé sur la côte et la mer. Par contre en été son impact n'est pas significatif. Le rôle du tourbillon potentiel sur les précipitations a déjà été expliqué et il apparaît surprenant que son effet soit plus important sur la mer que sur le continent au printemps. Dans la partie précédente, nous avons montré que l'anomalie positive de tourbillon potentiel dans les basses couches est liée à un processus venant des plus basses couches et non à une intrusion stratosphérique. Ainsi, la mer doit impacter le tourbillon potentiel dans les basses couches probablement en jouant sur le terme lié au gradient vertical de température potentielle au travers des flux de chaleur sensible.
- La convergence du vent est clairement un élément déterminant pour expliquer

les précipitations sur la mer Méditerranée sauf en été où elle ne joue plus du tout de rôle. Nous pouvons nous poser la question de l'origine d'un changement si brutal de comportement. La raison est probablement liée aux conditions anticycloniques qui inhibe durant cette saison tout mouvement ascendant sur la région. Et comme la mer n'est pas soumise au cycle diurne de température, il n'y a pas d'autres mécanismes de soulèvement qui permettent de favoriser une ascendance de l'air.

- Le vent du nord apparaît significativement défavorable aux précipitations en hiver. Nous avons montré qu'en hiver le flux d'humidité vers le nord est l'une des principales causes des précipitations. Ainsi, durant cette période un vent dirigé vers le sud est très défavorable aux précipitations. A d'autres périodes de l'année, d'autres mécanismes sont en jeu ce qui rend la dépendance au vent moins importante.
- La CAPE présente un cycle saisonnier très intéressant avec une corrélation positive sur le continent au printemps et en été. A partir de l'automne, la corrélation positive se situe sur la mer Méditerranée. Ce mécanisme est probablement lié au fait que l'énergie convective disponible partout dans l'atmosphère, est principalement libérée sur la région la plus instable.
- Finalement le cisaillement montre une influence importante sur le continent et sur la côte. Il est intéressant d'observer que les paramètres locaux à l'origine des précipitations continentales changent suivant la saison : au printemps et en été c'est la CAPE qui est le principal processus local associé aux précipitations tandis qu'en automne et en hiver c'est plutôt le cisaillement du vent qui est important.

Cycle diurne

La dernière partie de cette analyse concerne le cycle diurne. En effet dans le chapitre précédent, nous avons constaté que le cycle diurne des précipitations est responsable d'une variabilité importante du taux de pluie sur le continent. Il était donc intéressant de connaître l'origine de cette variabilité. Sur la figure 5.12 est représenté la corrélation des précipitations avec la CAPE et le cisaillement. Le cycle diurne est très clair avec, pour la CAPE et dès 9 h du matin une augmentation de la corrélation avec la pluie. La corrélation maximale apparaît entre 12 h et 18 h sur les Alpes puis diminue pour devenir négligeable vers minuit. Nous avons choisi de présenter les résultats durant l'été, toutefois, le printemps montre un comportement similaire bien que le maximum de corrélation se situe plutôt sur le sud des Alpes et la Provence. En ce qui concerne le cisaillement du vent, la corrélation est plus modérée bien que significative. Le maximum de corrélation se produit entre minuit et six heures du matin. Cette corrélation se situe principalement sur la côte. Le reste de la journée ne présente pas de signal clair.

Quasiment l'ensemble des variables montrent aussi un cycle diurne qui varie à la fois avec l'altitude, la saison et la position spatiale. L'analyse et la synthèse de l'ensemble de ces résultats feront l'objet d'une étude plus détaillée dans le futur. Néanmoins, nous avons choisi de présenter les résultats obtenus pour une variable en

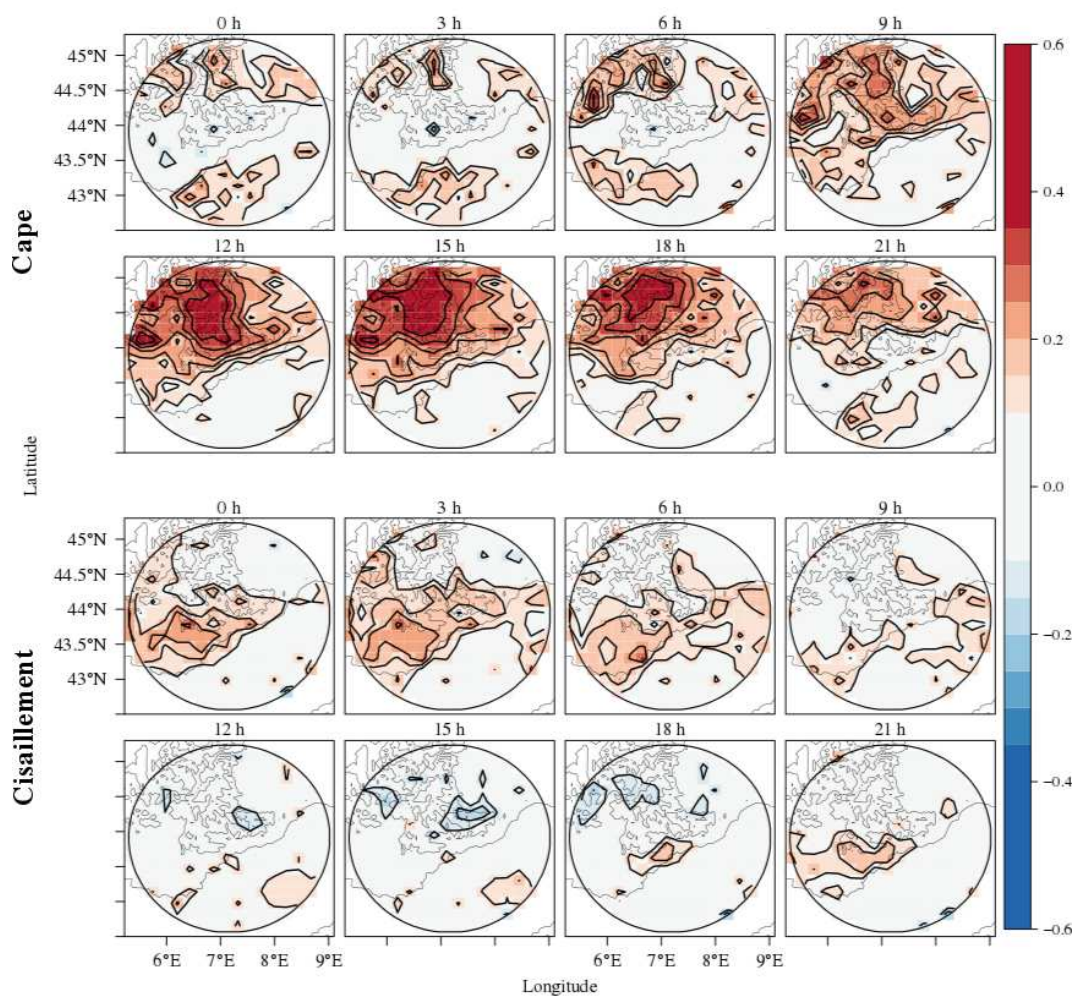


FIGURE 5.12 : Corrélation de la CAPE (en haut) et du cisaillement (en bas) avec les précipitations pour les mois d'été

particulier : le tourbillon potentiel. En effet, à plusieurs reprises nous avons montré que cette variable présentait un comportement complexe et nous avons maintenant assez d'éléments pour expliquer sa corrélation avec la pluie. La figure 5.13 montre qu'il existe trois altitudes où le tourbillon potentiel montre une influence favorable ou défavorable aux précipitations comme déjà souligné dans les précédentes sections. Cette figure montre également que cette corrélation présente un cycle diurne. Au sol, le tourbillon potentiel est corrélé négativement avec la pluie en hiver et au printemps avec une anticorrélation maximale entre 17 h et 7 h du matin. De plus, ce maximum se trouve sur la mer (la corrélation est nulle sur le continent à basse altitude) (Fig. 21 en annexe, section A.5.). Le fait d'observer ces anticorrélations la nuit et sur la mer pendant les saisons froides laisse à penser que c'est le gradient vertical de température négatif ou nul qui provoque des minimums locaux de tourbillon potentiel. En effet, la nuit durant ces saisons, la mer ne subit pas de refroidissement diurne au contraire du continent. Un tel gradient impliquerait que l'atmosphère dans les basses couches est légèrement instable ce qui pourrait expliquer la corrélation observée.

Le maximum à 12000 m correspond aux intrusions stratosphériques. Ces intrusions sont liées à la dynamique atmosphérique. Le cycle diurne de la corrélation à 12000 m est lié à l'absorption du rayonnement solaire par la couche d'ozone (*Delmas*

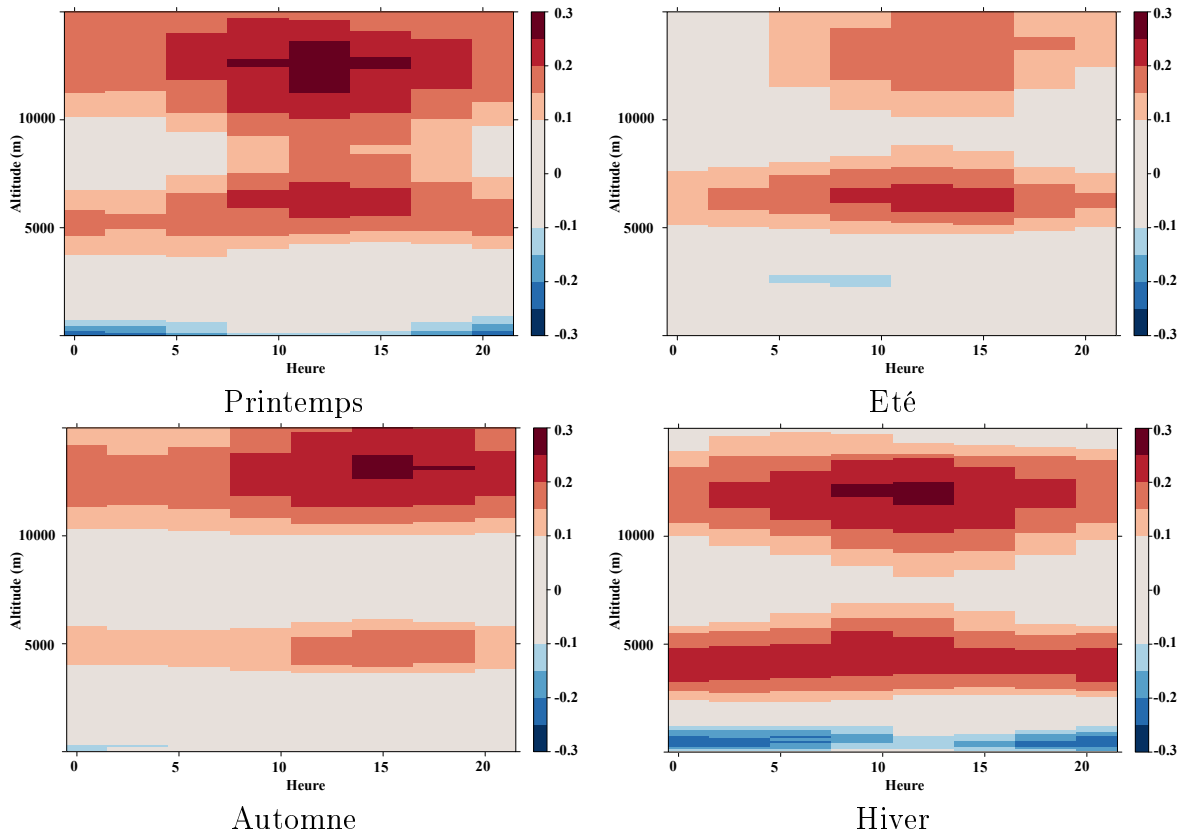


FIGURE 5.13 : Corrélation entre le tourbillon potentiel et les précipitations en fonction de l'heure de la journée et de la saison

et al., 2005). Cet apport de chaleur augmente le gradient de température potentielle entre la troposphère et la stratosphère ce qui augmente la valeur du tourbillon potentiel et donc le coefficient de corrélation.

A 5000 m, la corrélation positive résulte d'un processus plus complexe. La création de tourbillon potentiel peut être liée à un réchauffement local de l'atmosphère. Une des causes de réchauffement dans la troposphère provient de l'ascension diabatique de masses d'air humide qui libèrent de la chaleur dans l'atmosphère. Des mécanismes tels que l'instabilité atmosphérique ou le soulèvement à l'avant d'une zone frontale sont à l'origine de tels mouvements verticaux. Le cycle diurne de corrélation n'existe pas en hiver, la corrélation avec la pluie étant importante à n'importe quel moment de la journée durant cette période de l'année. Cela suggère que ce sont les soulèvements frontaux qui créent ce réchauffement dans la haute troposphère. Durant le reste de l'année, le cycle diurne de la corrélation suggère que les mouvements convectifs liés à l'instabilité doivent, au moins en partie, être à l'origine du réchauffement en altitude.

Pour comprendre comment un tel réchauffement dans la moyenne ou haute atmosphère peut être à l'origine de valeurs de tourbillon potentiel positives dans la moyenne troposphère, il faut comprendre le mécanisme de création de ce tourbillon potentiel. En premier lieu, un processus de réchauffement va avoir pour effet de resserrer les isentropes ($\text{iso-}\theta$) sous la zone de réchauffement et inversement au dessus. Cela va avoir pour effet d'augmenter les gradients de température potentielle en dessous et de les diminuer au-dessus. De plus, le réchauffement va créer une anomalie

de pression positive au-dessus de la zone de réchauffement et une diminution de la pression sous la zone de réchauffement. Ces anomalies vont donc créer un tourbillon anticyclonique au-dessus et cyclonique en dessous. Par conséquent, le tourbillon potentiel correspondant à la combinaison entre le tourbillon et le gradient vertical de température potentiel, un réchauffement va augmenter le tourbillon potentiel sous l'anomalie de chaleur et le diminuer au-dessus. Ainsi, les processus diabatiques associés aux pluies convectives et stratiformes pourraient permettre d'expliquer le cycle diurne de la corrélation entre l'anomalie positive de tourbillon potentiel et la pluie vers 5000 m.

5.2.2 Influence de la topographie

L'orographie joue un rôle considérable sur le déclenchement et l'intensification des précipitations en perturbant considérablement le flux atmosphérique. De plus les caractéristiques locales de la topographie modulent la distribution de la pluie. Enfin, l'altitude du relief, la pente ou l'orientation des versants peuvent influencer les précipitations ce qui rend la situation météorologique particulièrement complexe dans les régions montagneuses. Notre base de données à très fine résolution a donc été utilisée dans cette section pour mieux identifier l'influence des structures orographiques de petite échelle sur les précipitations.

Pour analyser la relation entre le relief et le cumul journalier de pluie, des courbes de densité entre ces deux variables pour chaque mois ont été réalisées (Fig. 5.14). La corrélation est univoque en été jusqu'à 2000 m, le cumul journalier de précipitations augmentant en moyenne de 0,5 millimètre par km. En hiver et au printemps une relation existe entre le cumul de pluie et l'altitude du relief jusqu'à 1000 m (+1 mm/j/km) mais n'est pas aussi marquée qu'en été. En automne on ne trouve pas de relation claire entre ces deux variables. *Frei et Schär* (1998) a montré une augmentation du cumul journalier avec un plus important (+2 mm/j/km) sur une partie des Alpes situées un peu plus à l'est.

La corrélation forte entre la pluie et l'altitude du relief pour les mois d'été tend à confirmer le rôle du processus de soulèvement par le relief. Pendant cette saison, à cause des conditions anticycloniques, c'est le seul mécanisme qui peut générer durablement de la pluie. Pendant les autres saisons, la figure 5.14 suggère que le relief n'est pas le seul facteur de production de pluie.

Nous avons ensuite analysé l'influence de la pente sur les précipitations. Pour déterminer l'influence de la pente, on a considéré deux paramètres : la direction de la pente par rapport au sens de déplacement des précipitations (Fig. 5.15) et le pourcentage de la pente (Fig. 5.17). La figure 5.15 met en évidence un lien significatif entre la direction de déplacement et l'orientation de l'orographie (l'angle 180° correspond à un déplacement perpendiculaire à l'axe du relief). Étonnamment le maximum de cumul ne correspond pas à un flux qui se dirige directement vers le relief mais plutôt avec un angle d'environ 110° (c'est-à-dire qu'il y a un angle d'environ 70° entre la pente et le déplacement). De plus cet effet n'est pas symétrique par rapport à la direction perpendiculaire au relief. C'est-à-dire que l'on n'a pas un pic à 250°.

Pour préciser ce lien, nous avons réalisé une analyse par mois (Fig. 5.16). Le résultat est inattendu puisque ce comportement est très variable selon le mois. En

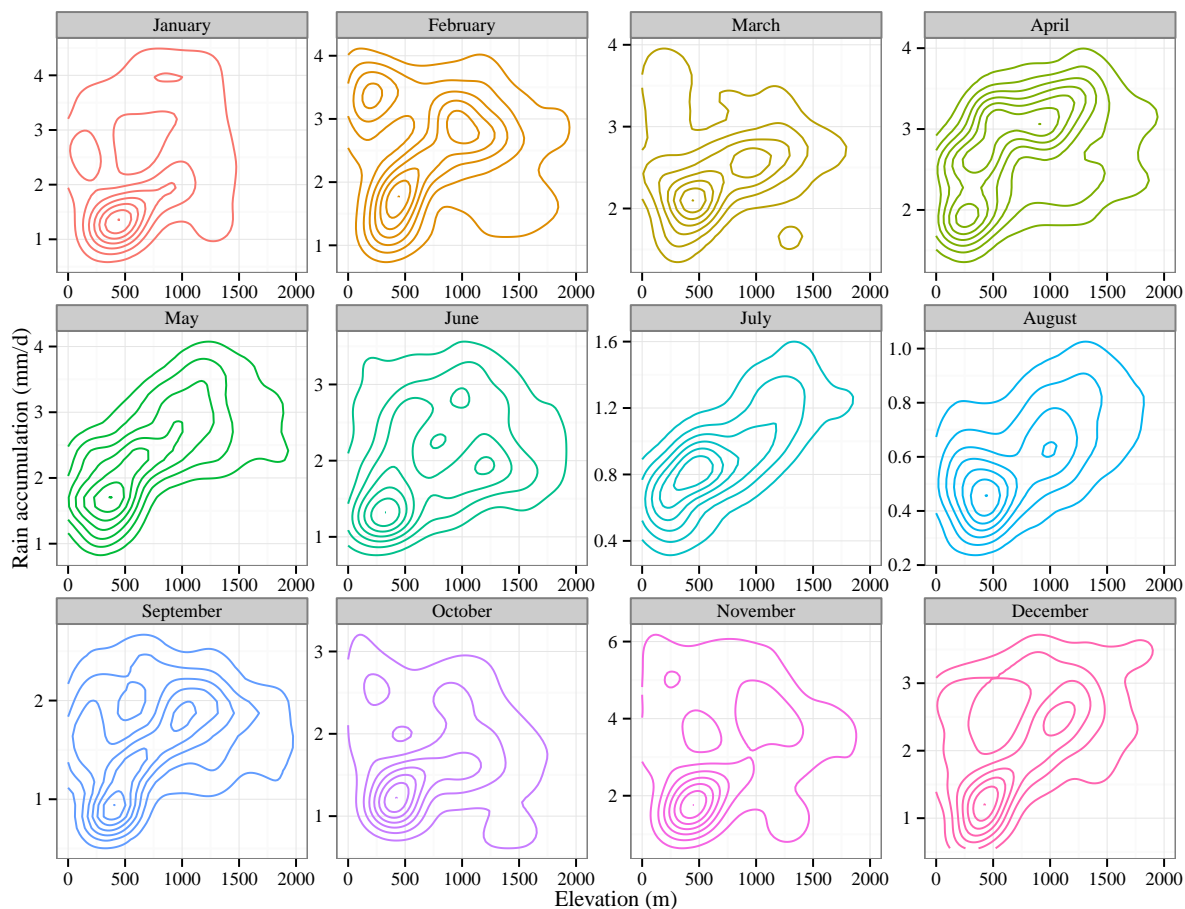


FIGURE 5.14 : Densité de point pour le cumul de pluie journalier (mm/j) par mois en fonction de l'altitude du relief. L'échelle y est différente d'un panneau à l'autre

automne, hiver et printemps la direction privilégiée est centrée autour de 180° , tandis qu'en été la direction privilégiée est de 100° . Il faut également noter que cette direction de 100° existe quelle que soit l'altitude du relief et pour toutes les années prises indépendamment. De plus, les points de mesure associés à cette direction semblent être répartis aléatoirement dans la région. Si le comportement entre septembre et mai semble assez simple à interpréter (effet du soulèvement orographique), le comportement d'été est nettement moins intuitif avec les éléments en notre possession. Plusieurs questions se posent à ce sujet : pourquoi ce processus a-t-il lieu uniquement en été (on se doute évidemment que le caractère convectif des précipitations doit influencer ce processus mais comment) ? Pourquoi trouve-t-on cette dissymétrie dans le maximum de cumul ? La réponse à ces deux questions ne sera pas fournie dans le cadre de cette thèse. Mais il sera intéressant de se pencher sur la question dans le futur. Un moyen pour analyser ce problème passera par la simulation à très haute résolution de l'atmosphère au-dessus de la région. Notamment, on pourra regarder la direction du flux à différents niveaux par rapport à la pente du relief. En effet, dans cette étude, nous n'avons pas analysé la direction du flux mais le déplacement des précipitations qui n'est pas toujours le même que le flux (voir section 1.4.4).

Le deuxième paramètre analysé est le pourcentage de la pente (Fig. 5.17). Sans

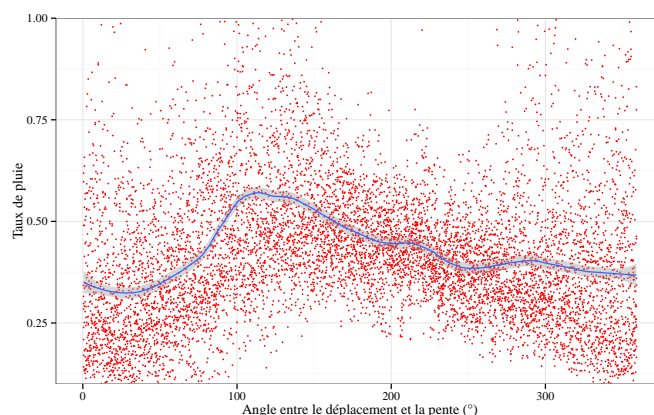


FIGURE 5.15 : Taux de pluie median par jour en fonction de l'angle entre le déplacement des précipitations et la pente (180 ° correspond à des précipitations qui se dirigent perpendiculairement à l'axe du relief)

surprise, il existe un lien très clair entre le pourcentage de la pente et le cumul. En particulier, l'augmentation du cumul est significative jusqu'à une pente de 10% (environ 0,15 mm pour 1%). Au-delà il ne semble plus y avoir de lien entre les deux variables. Cela signifie que c'est plutôt la présence du relief qui est un élément important au déclenchement des précipitations plutôt que l'importance de la pente. Il semble (même si cela ne concerne que peu de points) qu'au-delà de 20 % de pente une corrélation négative entre les variables apparaît. Une interprétation pourrait être que quand le gradient de pente est trop élevé, le flux n'arrive pas à passer au-dessus de la montagne mais doit la contourner (voir les discussions sur le nombre de Froude dans la section 1.4.3).

5.3 Comportement de la pluie sur l'Eurorégion Alpes-Méditerranée

L'analyse statistique du lien entre la pluie et les variables météorologiques ou topographiques a permis de déterminer les conditions dynamiques et thermodynamiques favorables aux précipitations dans la région. Dans cette dernière partie, nous cherchons à déterminer comment ces processus peuvent expliquer les différentes caractéristiques de la pluie mises en évidence dans les chapitres concernant la caractérisation de la pluie dans l'Eurorégion Alpes-Méditerranée.

5.3.1 Cycle diurne

Nous avons montré, dans le chapitre précédent, qu'un cycle diurne des précipitations existe sur le continent durant les mois d'été. Les analyses des processus semblent montrer que c'est la CAPE qui est responsable de ce comportement. En effet, les corrélations ont montré un lien clair dès 9 h du matin durant les mois de printemps et d'été. En ce qui concerne le pic secondaire de pluie tôt le matin, il est vraisemblablement lié à l'existence d'une brise de terre pendant la nuit comme montré par la corrélation positive entre le cisaillement du vent et les précipitations

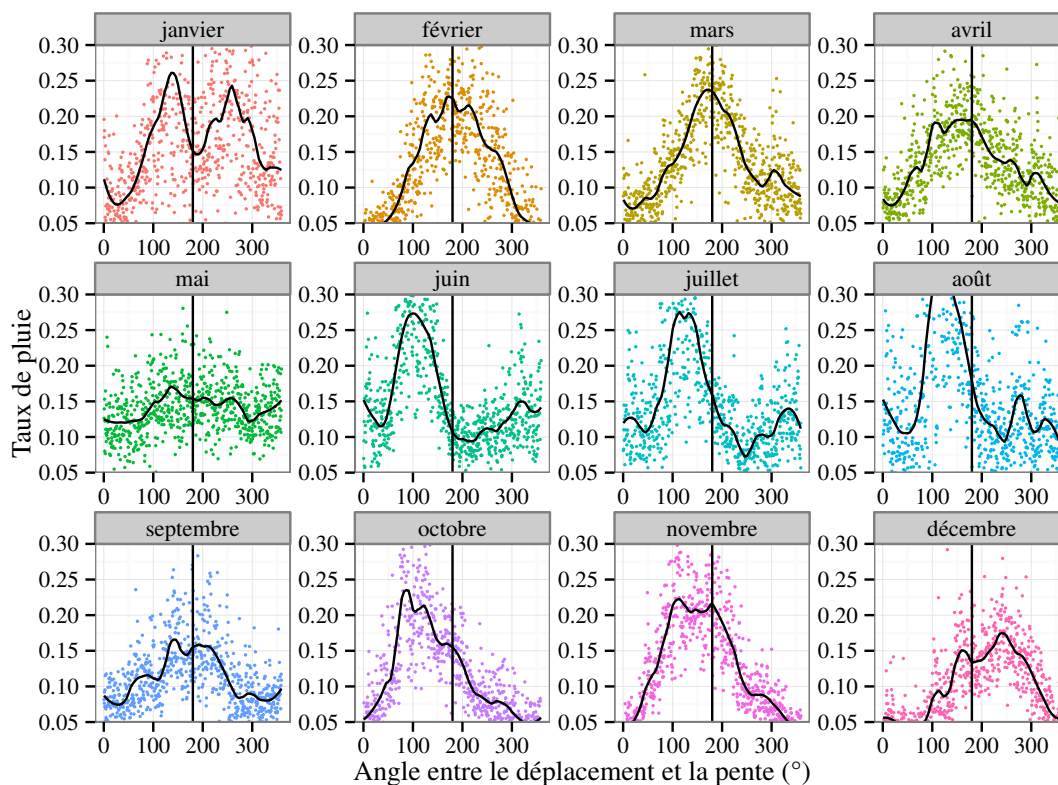


FIGURE 5.16 : Taux de pluie median par jour en fonction de l'angle entre le déplacement des précipitations et la pente par mois (180° correspond à des précipitations qui se dirige perpendiculairement à l'axe du relief)

pendant la nuit.

5.3.2 Migration des précipitations

Une variabilité très importante mise en évidence dans le chapitre précédent correspond à la migration des extrêmes météorologiques (MEE) de la mer vers la terre entre le printemps et l'été et de la terre vers la mer entre l'été et l'hiver. Cette analyse a permis de montrer que le responsable de cette migration semble lié à la CAPE. En effet, celle-ci favorise les précipitations proche de la côte au printemps puis sur le nord de la zone en été et enfin sur la mer en automne et en hiver. Ce déplacement correspond bien à la migration des MEE mise en évidence précédemment.

5.3.3 Variabilité inter-annuelle

L'analyse des précipitations avait permis de montrer une variabilité inter-annuelle en terme de cumul de pluie ou d'extrêmes de pluie. Pour comprendre cette variabilité, il faut étudier le comportement des différentes variables atmosphériques dont nous avons pu montrer qu'elles présentent une corrélation significative avec les précipitations et déterminer les périodes où elles ont montré une configuration favorable ou non aux précipitations. Il a donc été nécessaire de trouver un moyen pour déterminer si une variable a été plus ou moins favorable aux précipitations durant une période donnée. Pour cela nous avons tout d'abord sélectionné les variables qui ont

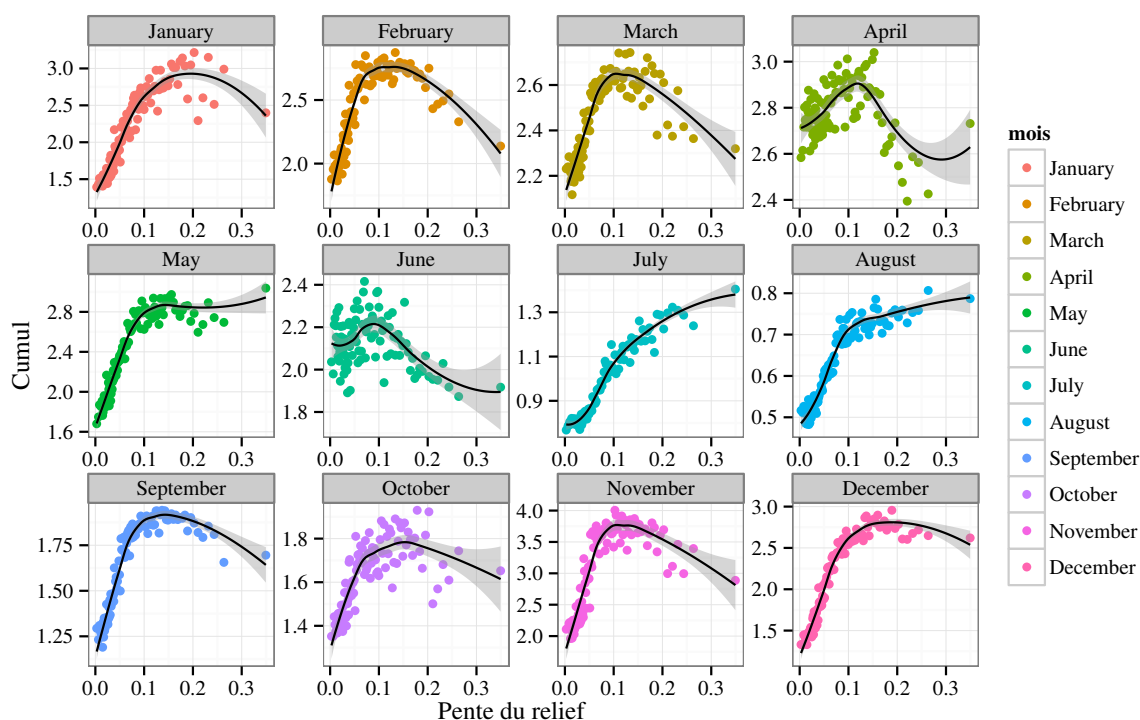


FIGURE 5.17 : Médiane du cumul journalier (mm/j) par mois en fonction de la pente pour chaque mois

montré un impact significatif (positif ou négatif) sur les précipitations : le tourbillon potentiel à haute et moyenne atmosphère (**PVt**, **PVm**), l'humidité dans les basses couches (**qb**), la vitesse méridienne dans les basses couches (**vb**), l'énergie convective disponible (**CAPE**) et le cisaillement de vent (**cis**). On a aussi sélectionné la pression dans les basses couches (**Pb**) mais on aurait pu la prendre à n'importe quelle altitude car elle a une influence sur toute la couche de la troposphère comme montré dans les précédentes sections. Puis nous avons déterminé à chaque pas de temps (c'est-à-dire toutes les 3 heures) l'influence de ces variables sur la pluie. Nous avons considéré que l'influence était positive quand il pleuvait et que la valeur de la variable était supérieure à son quantile 75%. Au contraire, nous avons considéré que l'influence était négative quand il ne pleuvait pas et que la valeur de cette variable était inférieure à son quantile 25%. Si l'on ne se trouvait dans aucune de ces deux situations, on estimait que la variable avait une influence nulle sur l'épisode pluvieux ou sec. A chaque pas de temps, un score a été calculé en ajoutant 1 quand la variable avait une influence positive, -1 dans le cas d'une influence négative et 0 si l'influence était nulle. Ainsi, on a pu déterminer quand la pluie ou l'absence de pluie avait été influencée par la présence ou l'absence d'une variable.

Les résultats se trouvent en figure 5.18. Les scores des variables prédictives ainsi que la pluie ont été cumulés et centrés par mois. Ainsi, on peut observer les mois ayant été déficitaires ou excédentaires en pluie et associer ces anomalies de précipitations aux anomalies de chaque variable. Globalement, on observe que trois variables gouvernent fortement la variabilité inter-annuelle des précipitations : le tourbillon potentiel à haute et moyenne altitude, la pression et le vent méridien. En effet des périodes sèches comme celles de mai à novembre 2009 ou l'année 2011 sont

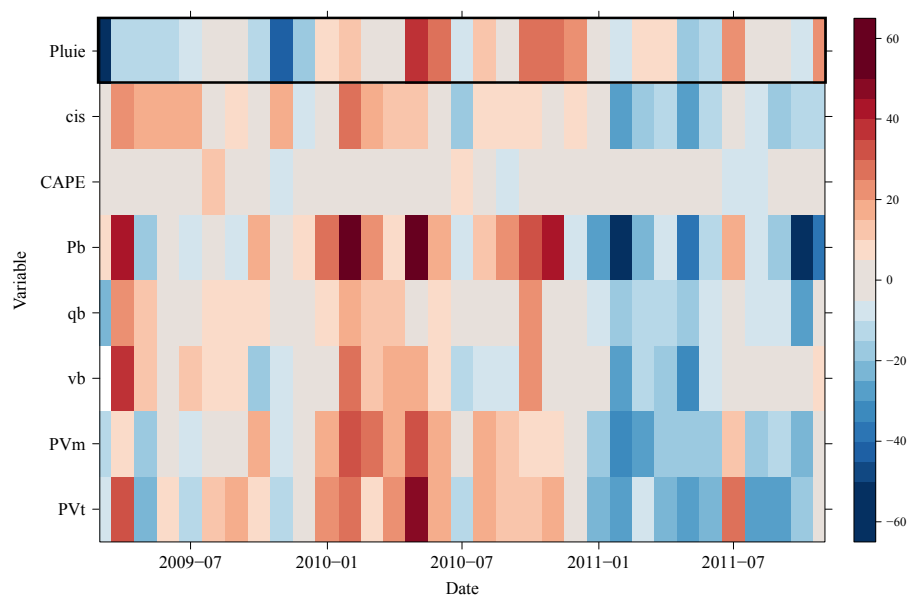


FIGURE 5.18 : Score cumulé par mois des différentes variables influençant directement la pluie L'échelle pour la pluie est arbitraire

associées à des scores minimums de ces variables. Au contraire, l'année 2010 très pluvieuse est associée à des scores très positifs de pression, de tourbillon potentiel et de vent méridien. Comme ces variables sont toutes les trois liées à la grande échelle, cela nous amène à penser que c'est principalement la situation synoptique qui gouverne la variabilité inter-annuelle des précipitations. Il faut bien noter que ce résultat ne signifie pas que les autres variables n'impactent pas la pluie mais plutôt qu'elles ne gouvernent pas la variabilité inter-annuelle de la pluie.

Il est ensuite apparu intéressant d'identifier parmi les situations synoptiques mises en évidence par la méthode des analogues celles qui avaient pu influencer fortement le cumul mensuel de pluie. La figure 5.19 représente la date à laquelle les situations synoptiques associées aux précipitations importantes sur l'Eurorégion Alpes-Méditerranée ont eu lieu. Nous avons précédemment montré (Fig. 5.4) que certaines des situations synoptiques étaient favorables aux cumuls importants (C), à l'occurrence de pluie (F) ou aux deux (A, B). Cependant, il ressort de cette analyse que ce n'est pas tant le type de situations synoptiques qui permet d'expliquer la variabilité inter-annuelle des cumuls que le nombre d'occurrence de situations synoptiques favorables chaque mois.

Il n'est pas possible de réaliser une analyse similaire sur les extrêmes de pluie car ils sont très localisés spatialement et ne peuvent pas être directement comparés avec les paramètres du modèle qui représentent des structures moins fines que celles vues par le radar. On peut tout de même constater que ce sont les variables locales qui sont à l'origine des pluies très intenses. En effet, les extrêmes de précipitations ont lieu en été où l'on a montré, par la méthode des analogues, que la situation synoptique ne gouvernait pas la pluie.

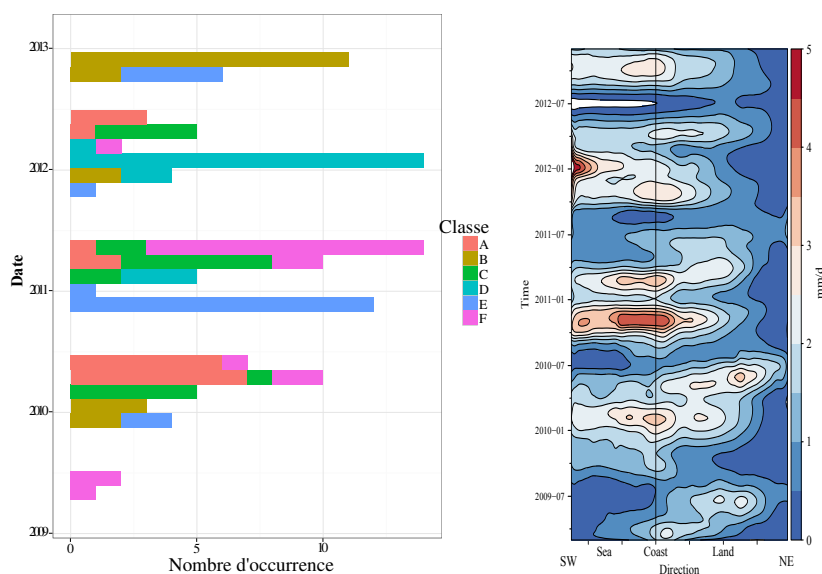


FIGURE 5.19 : Nombre d'occurrence entre 2009 et 2012 des situations synoptiques identifiées comme étant à l'origine des précipitations importantes sur la région. On a rajouté la figure de droite du Hovmöller du cumul de pluie pour rappel (une version plus grande est visible dans la section 3.1.3 (Fig. 3.11))

5.3.4 Oscillations grandes échelles

Une autre variabilité temporelle analysée précédemment correspond à l'occurrence de périodicités intermittentes et de grande échelle des précipitations pour des périodes de 40 et 90 jours. Nous avons notamment suggéré que le cycle à 40 jours dépendait d'un train d'onde couvrant l'ensemble de l'Europe et l'ouest de la Russie. Afin de tester cette hypothèse, nous avons réalisé une analyse en ondelettes des données de pression sur la zone (Fig. 5.20 (a)). On constate l'existence de multiples oscillations dans les données de pression. Néanmoins, il est difficile d'associer ces oscillations avec celles des précipitations. Afin de déterminer quand les signaux oscillent en phase, nous avons normalisé et multiplié les deux signaux et appliqué l'algorithme de transformée en ondelettes (Fig. 5.20 (b)). Ainsi les signaux communs sont amplifiés. Les oscillations à 40 et 90 jours ainsi que le cycle annuel sont communs aux deux séries temporelles. Cela nous donne plus de certitude sur l'interprétation de ce processus. Toutefois, il faudra analyser dans le futur les données sur une plus grande zone afin de vérifier la récurrence de la signature de ce train d'ondes de pression.

Conclusion

Dans cette partie, nous nous sommes attachés à déterminer les processus grandes et fines échelles associés aux précipitations sur l'Eurorégion Alpes-Méditerranée. Pour cela nous avons utilisé, dans un premier temps, les paramètres grandes échelles des réanalyses du Centre Européen. En particulier, nous avons utilisé le tourbillon potentiel à 250 hPa comme variable prédictive des précipitations sur la région. De

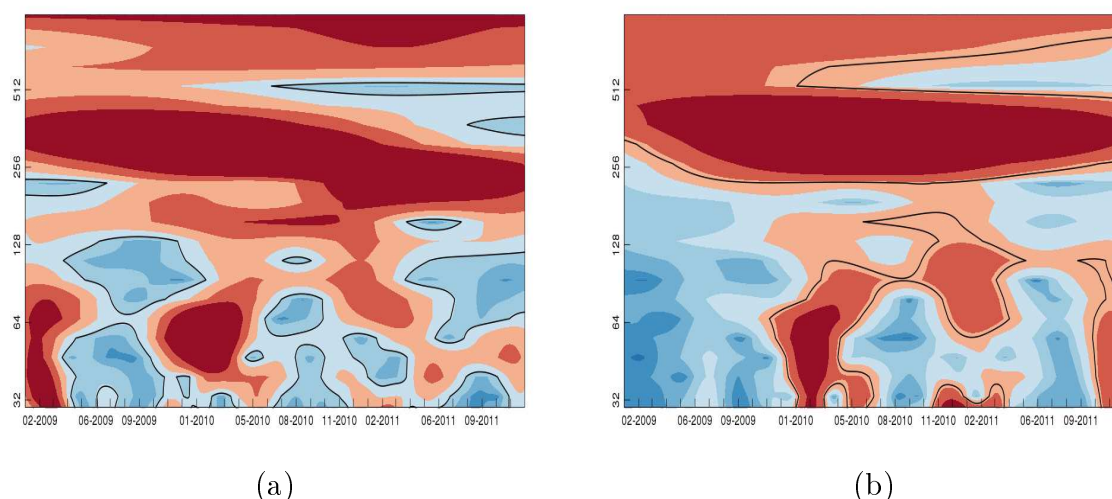


FIGURE 5.20 : Développement en ondelettes du signal (a) de pression et (b) de la combinaison de la pression et de la pluie. Les axes correspondent à la date (x) et à la période en jour (y)

plus, pour caractériser les situations synoptiques favorables aux précipitations, nous avons utilisé la méthode des analogues. Les résultats ont permis de montrer que la pluie est systématiquement associée à des fortes valeurs de tourbillon potentiel, la plupart du temps localisées sur l'ouest de la zone d'étude. Finalement, nous avons mis en évidence l'absence de situations synoptiques typiques durant les mois d'été ce qui tend à montrer que les conditions locales sont principalement à l'origine des événements précipitants durant cette période de l'année.

A plus fine échelle, nous avons utilisé le modèle WRF afin de déterminer statistiquement comment certains paramètres météorologiques, connus pour être associés aux précipitations intenses sur la région, modulent le comportement des précipitations. Pour cela, nous avons calculé les corrélations entre ces différentes variables et la pluie en fonction de l'altitude, de la position spatiale et du temps. Cette étude a permis de montrer que l'influence des variables dépend de l'altitude avec, par exemple l'humidité qui montre une corrélation positive en basse couche et négative dans les hautes couches. L'évolution saisonnière de cette corrélation suivant l'altitude a mis en évidence une variabilité importante. Nous avons ainsi montré que le vent zonal vers l'ouest est favorable aux précipitations au printemps et en automne dans les basses couches mais n'a aucune influence en été. Dans la partie suivante, nous avons montré qu'une importante variabilité spatiale existe avec un contraste terre-mer très net. Par exemple, la convergence du vent est très favorable aux précipitations sur la mer tandis que son effet est négligeable sur la terre. Au contraire, l'humidité spécifique présente une forte corrélation avec la pluie sur le continent mais pas sur la mer. L'étude de la variabilité saisonnière des motifs spatiaux identifiés a permis de montrer un déplacement des zones de corrélation favorables. En particulier, la CAPE présente une influence très importante sur le continent durant le printemps et l'été et sur la mer en automne et hiver. Finalement, nous avons analysé l'influence du cycle diurne sur la corrélation entre les variables météorologiques et la pluie. Les cycles les plus marquants sont liés à l'énergie potentielle disponible et au cisaillement. Il

faut bien noter ici que, bien que l'analyse de corrélation nous donne des informations intéressantes sur l'influence des différents paramètres météorologiques sur la pluie, seul une analyse de processus nous permettra de définitivement expliquer les mécanismes météorologiques mis en jeu dans l'Eurorégion Alpes-Méditerranée.

Nous avons également cherché à déterminer l'impact de l'orographie sur les précipitations. Nous avons pu montrer, dans un premier temps, que le cumul journalier de pluie augmente linéairement en fonction de l'altitude en été. Durant les autres saisons, bien qu'une relation existe entre la pluie et l'altitude, elle n'est pas aussi nette qu'en été. L'angle entre la pente du relief et le déplacement des précipitations influence les précipitations. En particulier, nous avons montré qu'entre l'automne et le printemps, les précipitations sont maximales dans le cas où elles se déplacent en direction de la pente maximale. En été, un comportement plus surprenant montre que les précipitations sont les plus fortes quand elles se déplacent avec un angle de 70-80 ° par rapport au gradient de pente maximal.

Dans la dernière section, nous avons cherché à expliquer les différentes caractéristiques pluviométriques mises en évidence dans l'Eurorégion Alpes-Méditerranée. Nous avons montré que le cycle diurne des précipitations est lié à la fois au cycle diurne de l'énergie convective disponible et du cisaillement vertical du vent. La migration saisonnière des précipitations est quant à elle liée à la CAPE. Nous avons également cherché à déterminer les processus responsables de la variabilité inter-annuelle qu'on avait observé dans la section 3.1.3. Pour cela nous avons testé les variables ayant montré une corrélation significative avec les précipitations dans les sections précédentes. Les résultats ont montré que ce sont les variables grande échelle telle la pression qui sont principalement à l'origine de la variabilité inter-annuelle sur l'Eurorégion Alpes-Méditerranée. Enfin nous avons détecté des oscillations de grandes périodicités dans le signal de pluie qui pouvaient être associées à un train d'ondes positionné sur l'Europe et l'ouest de Russie. L'analyse en ondelettes du signal de pression a permis de confirmer cette hypothèse en montrant des oscillations similaires.

Cette partie a permis de répondre en partie à plusieurs questions scientifiques que nous avons posé dans l'introduction de cette thèse. Notamment, nous avons mis en évidence les situations synoptiques associées à la pluie en utilisant le tourbillon potentiel ce qui nous a permis de considérer à la fois l'aspect dynamique et thermodynamique de l'atmosphère. Nous avons utilisé une approche innovante basée sur la méthodes des analogues pour détecter les situations synoptiques associées aux précipitations. L'un des avantages de cette méthode est qu'elle ne demande pas d'avoir un nombre a priori de groupes comme les méthodes basées sur les K-means. De plus l'utilisation d'un score permet de classer objectivement les groupes. Par contre pour obtenir des résultats plus robustes il sera important dans le futur de l'appliquer sur une série temporelle plus longue. Il est également possible de modifier la façon dont nous calculons le score de manière à privilégier les situations synoptiques associées aux événements les plus extrêmes ou celles qui donnent systématiquement de la pluie. L'analyse des corrélations locales entre les différentes variables météorologiques et la pluie a permis de révéler statistiquement les processus associés aux précipitations sur la zone. Néanmoins, il reste à analyser certains résultats et en partie ceux qui dépendent du cycle diurne. De plus, comme pour la situation synoptique, l'analyse de corrélation sera plus robuste au fur et à mesure que la base de données deviendra

plus longue bien que les résultats présentés soient déjà significatifs. Enfin, nous avons pu mettre en évidence le lien entre la topographie et les précipitations en fonction du mois. Le fait que cette relation évolue en fonction du mois montre que les processus associés changent durant l'année.

Dans les perspectives de cette partie, il sera intéressant d'utiliser les données du réseau radar ARAMIS pour analyser les processus sur une plus large région et notamment étudier l'impact du climat (méditerranéen, atlantique, ...) sur ceux-ci. Une autre perspective est d'utiliser d'autres variables qui pourraient avoir un effet statistique sur les précipitations (par exemple la fréquence de Brunt-Väisälä). Enfin, il faudra mieux comprendre l'effet de la topographie sur les précipitations et notamment expliquer le lien entre l'angle du déplacement et le pourcentage de la pente du relief. Il faut noter que dans cette partie, nous avons pu étudier l'ensemble des processus de soulèvement à l'origine des précipitations qu'on avait listé dans le chapitre 1 à l'exception du soulèvement lié à la présence de *cold pool*. Pour caractériser ce phénomène, une étude sur la variabilité très fine échelle de la température de surface pourra être menée.

Chapitre 6

Prévision du cycle de vie des précipitations

APRÈS AVOIR CARACTÉRISÉ les précipitations puis identifié les processus favorables à la pluie dans l'Eurorégion Alpes-Méditerranée, nous nous sommes attachés à développer une méthode permettant de prévoir le cycle de vie de ces précipitations. Nous proposons une nouvelle approche s'appuyant sur la mesure radar Doppler et permettant d'anticiper le développement et le déplacement des précipitations.

Introduction

Les toutes premières méthodes de prévision du cycle de vie des précipitations ont été mises en œuvre au début des années 60 en parallèle avec le développement des radars météorologiques. Ces méthodes sont basées sur le calcul d'un vecteur de déplacement déterminé de manière à obtenir une corrélation spatiale maximale entre deux images radar successives¹. Ce vecteur déplacement permet ensuite d'extrapoler l'écho radar (voir *Hilst et Russo*, 1960; *Noel et Fleisher*, 1960). Cette famille de méthode (dite d'*area tracking*) a par la suite été raffinée pour pouvoir déterminer des mouvements différentiels sur la zone radar (voir par exemple TREC (*Rinehart et Garvey*, 1978; *Tuttle et Brant Foote*, 1990), COTREC (*Li et al.*, 1995), Growth and Decay Tracker (*Wolfson et al.*, 1999), CELLTRACK (*Kyznarová et Novák*, 2009), TRACER (*Hongping et al.*, 2008), S-PROG (*Seed*, 2003)).

D'autres travaux se sont développés un peu plus tard avec une approche différente qui consiste à détecter les cellules de pluie individuelles puis extrapoler leurs déplacements mais aussi leurs amplifications ou décroissances (méthode de *cell tracking*). La méthode de *cell tracking* s'appuie habituellement sur le seuillage du champ de réflectivité pour identifier les cellules puis sur l'utilisation d'une fonction de coût (avec des critères tels que la minimisation du déplacement d'une cellule ou du changement de sa taille ou encore la maximisation de sa durée de vie) (par exemple SCIT (*Johnson et al.*, 1998), TRACE3D (*Handwerker*, 2002), MRT (*Cox et Hingorani*, 1996), MAPLE (*Germann et Zawadzki*, 2002), DBSCAN (*Matthews et Trostel*, 2010)). Certaines méthodes dites de superposition (si deux zones de réflectivité fortes se superposent sur deux images consécutives alors elles sont supposées appartenir à la

1. Cette méthode est tout à fait identique à celle utilisée dans la section 3.2

même cellule de pluie) sont également utilisées (voir CbTRAM (*Zinner et al.*, 2008), OV (*Morel et al.*, 1997)).

D'autres méthodes tentent de combiner les deux approches (par exemple TITAN (*Dixon et Wiener*, 1993), TRT (*Hering et al.*, 2004), CbTRAM (*Zinner et al.*, 2008), RadTram (*Kober et Tafferner*, 2009) ETITAN (*Han et al.*, 2009), CARDS (*Patrick et McCarthy*, 2008), CELLTRACK (*Kyznarová et Novák*, 2009)).

Enfin, certaines procédures innovantes cherchent à combiner plusieurs types de données (réflectivité, éclairs ...) en utilisant des algorithmes de type logique floue (arbre de décision) ou en prenant en compte la vitesse Doppler pour raffiner les résultats obtenus par les algorithmes décrits précédemment (ANC (*Mueller et al.*, 2003) et (*Rigo et al.*, 2010))².

Les méthodes de *cell tracking* et d'*area tracking* ont leurs avantages et inconvénients. Les méthodes d'*area tracking* tendent à donner des informations plus précises sur la vitesse et la direction de larges zones de réflectivité et ce pour toutes les échelles mais ne sont pas capables d'identifier des cellules individuelles. Les méthodes de *cell tracking* permettent de suivre des cellules de pluie individuelles ce qui est particulièrement intéressant quand ces cellules individuelles ne se déplacent pas dans le même sens que le reste du système précipitant (typiquement le cas d'une super cellule orageuse) mais ne mettent en évidence que les mouvements de petites échelles et non le déplacement global sur la zone radar. De plus, les méthodes de *cell tracking* sont plus complexes que les méthodes d'*area tracking* car elles nécessitent d'être capables de gérer les cas de dissipation, naissance, division et fusion des cellules individuelles de pluie.

Plus récemment, grâce à l'amélioration de la puissance de calcul numérique il a été possible d'utiliser des modèles numériques à très fine échelle pour tenter d'améliorer la prévision (COSMO2 *Panziera et al.* (2011) et *Mandapaka et al.* (2012b)). Toutefois, les modèles numériques ne deviennent meilleurs que les approches de type extrapolation uniquement pour des prévisions aux échéances supérieures à 3-4h (*Lin et al.*, 2005; *Panziera et al.*, 2011; *Vasić et al.*, 2007). C'est pourquoi certaines approches tentent de combiner les méthodes d'extrapolations classiques avec l'utilisation de modèles fines échelles pour optimiser la prévision (Nimrod (*Golding*, 1998), Gandolf (*Pierce et al.*, 2000)). Enfin, des dizaines d'autres approches existent basées par exemple sur l'utilisation de réseau de neurones (*French*, 1992) ou sur l'utilisation de la méthode des analogues (NORA (*Panziera et al.*, 2011)).

Les radars au sol sont les instruments habituellement utilisés pour mettre en œuvre les algorithmes de prévision du cycle de vie des précipitations. En effet, le radar permet de couvrir une vaste zone du territoire avec une résolution spatiale et temporelle très fine tout à fait adaptée à l'observation et à la prévision des cellules de pluie. De plus, le développement du Doppler a permis d'obtenir des informations sur le vent qui permettent de mieux connaître l'évolution des cellules orageuses. Cependant, il est également possible d'utiliser des instruments embarqués sur satellites pour faire de la prévision du cycle de vie des précipitations sur des phénomènes de très grande ampleur tels que les systèmes convectifs tropicaux de méso-échelle (TOOCAN (canal infrarouge Meteosat) *Fiolleau et Roca* (2009)).

2. Certaines approches citées dans ce paragraphe n'ont jusqu'à maintenant été appliquées qu'au *tracking* mais elles sont évidemment toutes applicables à la prévision du cycle de vie des précipitations.

Dans la littérature, la prévision du cycle de vie des cellules de pluie, souvent appelée prévision immédiate (*nowcasting*), est définie comme la prévision de l'évolution des cellules de pluie pour des échéances allant de quelques dizaines de minutes à quelques heures (< 6 h). Finalement, l'intérêt de la prévision à court terme est évident dans le cas de risque d'orages violents ou d'inondations soudaines puisqu'elle permet d'alerter les populations de dangers imminents. On peut penser aux randonneurs en montagne ou aux techniciens qui travaillent dans les égouts et peuvent être surpris par une brusque montée des eaux.

C'est dans ce contexte que le dernier chapitre de cette thèse présente une méthode de prévision du cycle de vie des précipitations. Le besoin de développement d'une telle méthode provient des observations réalisées dans le cadre de cette thèse et en particulier des conclusions du chapitre sur les processus. En effet, ce chapitre a permis de montrer que les précipitations sont impactées par des variables grande échelle mais également par des variables locales. Il a notamment été mis en évidence que la CAPE et le cisaillement vertical impactent fortement les précipitations dans l'Eurorégion Alpes-Méditerranée. C'est pourquoi il est apparu intéressant de développer une méthode de prévision prenant en compte ces paramètres. De plus, la nécessité de mettre en œuvre opérationnellement cet algorithme par le radar Hydrix seul a ajouté des contraintes supplémentaires.

Dans la première partie, nous présenterons le principe de la méthode proposée puis nous testerons celle-ci sur une simulation à très fine résolution d'un événement convectif ayant eu lieu au sud des Cévennes en octobre 2008.

6.1 Justification et principe de la méthode

La méthode de prévision immédiate présentée dans cette thèse a été imaginée par Yvon Lemaître et se base sur l'utilisation de l'équation de la vitesse verticale et de la capacité Doppler d'un radar météorologique. La vitesse verticale est un bon traceur des cellules convectives de pluie. En effet, une cellule convective correspond à une convergence en basse couche qui crée un maximum de vitesse verticale et une divergence au sommet de la cellule. L'idée est donc que pour prévoir l'évolution d'une cellule de pluie, il faut connaître l'évolution temporelle de la vitesse verticale. Deux aspects de l'évolution d'une cellule de pluie doivent être pris en compte : l'amplification (ou la diminution) de l'intensité et le déplacement de la cellule. Ces deux aspects peuvent être diagnostiqués par l'accélération verticale. On a illustré schématiquement cette idée sur la figure 6.1.

Sur la figure de gauche est schématisée une cellule convective qui possède une vitesse ascendante w et qui est caractérisée à un instant t par une accélération verticale positive à l'avant de la cellule et négative à l'arrière. La cellule va donc avoir tendance à se déplacer dans la direction où l'accélération est positive. On observe donc que le déplacement de la cellule implique une accélération verticale décentrée par rapport à la cellule (au maximum de vitesse verticale). Si on est dans le cas d'une accélération verticale centrée, comme sur la figure de droite, alors on assiste à une augmentation de l'intensité de la cellule de pluie. Ces deux exemples montrent que l'évolution de la vitesse verticale est un précieux indicateur de l'évolution d'une cellule de pluie aussi bien en terme d'intensification que de déplacement.

Techniquement l'algorithme de prévision immédiate envisagé possède deux par-

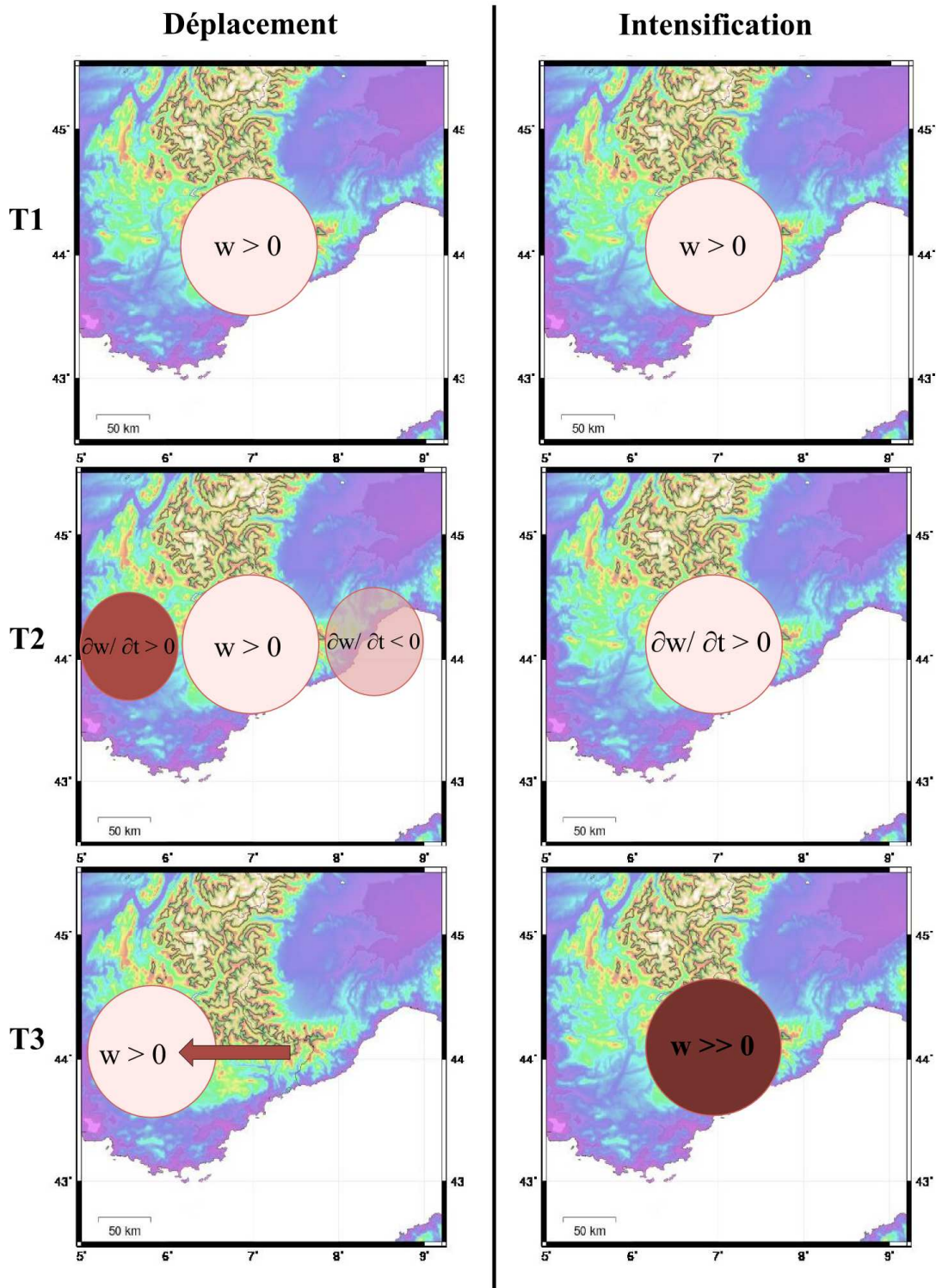


FIGURE 6.1 : Schéma de la méthode de prévision immédiate basée sur l'évolution de $\partial w/\partial t$. A gauche, on montre comment l'évolution de la vitesse verticale provoque le déplacement d'une cellule, à droite on montre comment l'évolution de la vitesse verticale provoque l'amplification de la cellule de pluie.

ties. La première consiste à restituer le vent en 3 dimensions à partir de la vitesse radiale et la deuxième utilise l'équation verticale de la dynamique pour prévoir l'évolution des cellules. La méthode de prévision immédiate obtenue est ainsi directement applicable par un ou plusieurs radars ayant une capacité Doppler. Dans le cadre de cette thèse, nous nous sommes concentré sur la deuxième partie c'est-à-dire le développement de la méthode de prévision de la vitesse verticale³.

6.2 Prévision de l'évolution de la vitesse verticale

Pour établir l'équation de la vitesse verticale, on part de l'équation du mouvement inviscide sans rotation :

$$\frac{D\vec{v}}{Dt} = -\frac{1}{\rho}\vec{\nabla}(P) + \vec{g} \quad (6.1)$$

où \vec{v} est le vecteur vitesse, ρ la masse volumique, P la pression et g l'accélération de la gravité. Si l'on projette cette équation sur la verticale, on a :

$$\frac{Dw}{Dt} = -\frac{1}{\rho}\frac{\partial P}{\partial z} - g \quad (6.2)$$

On choisit ensuite de considérer que les variables thermodynamiques (P et ρ) peuvent être écrites comme la somme d'un état de référence (P_0, ρ_0) et d'un écart (P' et ρ') par rapport à l'état de référence. Dans l'atmosphère de référence, la pression et la masse volumique ne dépendent que de l'altitude (équilibre hydrostatique). On a donc :

$$\begin{aligned} P(x, y, z, t) &= P_0(z) + P'(x, y, z, t) \\ \rho(x, y, z, t) &= \rho_0(z) + \rho'(x, y, z, t) \end{aligned} \quad (6.3)$$

On peut donc réécrire le membre de droite de l'équation du mouvement vertical :

$$\frac{1}{\rho}\frac{\partial P}{\partial z} - g = -\frac{1}{\rho_0 + \rho'}\frac{\partial}{\partial z}(P_0 + P') - g \quad (6.4)$$

Comme ρ' est petit devant ρ_0 , on peut estimer $\frac{1}{\rho_0 + \rho'}$ par un développement limité :

$$\frac{1}{\rho_0 + \rho'} = \frac{1}{\rho_0}\left(1 - \frac{\rho'}{\rho_0}\right)$$

D'où :

$$\frac{1}{\rho}\frac{\partial P}{\partial z} - g = -\frac{1}{\rho_0}\frac{\partial P_0}{\partial z} - \frac{1}{\rho_0}\frac{\partial P'}{\partial z} + \frac{\rho'}{\rho_0^2}\frac{\partial P_0}{\partial z} + \frac{\rho'}{\rho_0^2}\frac{\partial P'}{\partial z} - g \quad (6.5)$$

Comme l'atmosphère de référence est à l'équilibre hydrostatique ($\frac{\partial P}{\partial z} = -\rho g$), on obtient :

$$\frac{1}{\rho}\frac{\partial P}{\partial z} - g = -\frac{1}{\rho_0}\frac{\partial P'}{\partial z} - g\frac{\rho'}{\rho_0} + \frac{\rho'}{\rho_0^2}\frac{\partial P'}{\partial z} \quad (6.6)$$

3. On discute de la méthode de restitution du vent dans la conclusion de ce chapitre

Enfin, comme $\rho' \ll \rho_0$, on peut négliger le dernier terme. L'équation du mouvement vertical s'écrit alors :

$$\frac{Dw}{Dt} = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P'}{\partial z} + B \quad (6.7)$$

où $B = -g \frac{\rho'}{\rho_0}$ est le terme de flottabilité que l'on peut aussi écrire en fonction de la température potentielle θ : $B = g \frac{\theta'}{\theta_0}$. En utilisant le même raisonnement, il est possible de réécrire l'ensemble de l'équation du mouvement et on obtient :

$$\rho_0 \frac{D\vec{v}}{Dt} = -\vec{\nabla} P' + \rho_0 \vec{B} \quad (6.8)$$

Le gradient de pression dépend à la fois de la composante dynamique de l'atmosphère mais aussi de la composante thermodynamique de l'atmosphère. On va donc chercher ici à séparer les contributions respectives de ces deux termes. Pour cela, on calcule la divergence de l'équation du mouvement :

$$\frac{\partial \vec{\nabla}(\rho_0 \vec{v})}{\partial t} + \vec{\nabla}(\rho_0 \vec{v} \cdot \vec{\nabla} \cdot \vec{v}) = -\vec{\nabla}^2 P' + \vec{\nabla}(\rho_0 \vec{B}) \quad (6.9)$$

Si on considère maintenant que l'on se trouve dans une atmosphère incompressible (équation de continuité anélastique) ce qui implique que $\vec{\nabla}(\rho_0 \vec{v}) = 0$, le premier terme de l'équation 6.9 est nul. Il est important de noter que l'approximation de l'atmosphère incompressible est vérifiée seulement si l'échelle du mouvement étudié est supérieure à quelques minutes et que le déplacement vertical (d'une masse d'air) est petit par rapport à la dimension horizontale du mouvement. Cette deuxième condition peut poser problème dans le cas d'une convection très profonde mais est néanmoins applicable pour des mouvements convectifs d'extensions modérées (voir *Weisman et Rotunno (2000)*).

On cherche à présent à développer le 2^{ème} terme du membre de gauche de l'équation 6.9 :

$$\begin{aligned} \vec{\nabla}(\rho_0 \vec{v} \cdot \vec{\nabla} \cdot \vec{v}) &= \vec{\nabla} \rho_0 \begin{pmatrix} u \partial_x u + v \partial_y u + w \partial_z u \\ u \partial_x v + v \partial_y v + w \partial_z v \\ u \partial_x w + v \partial_y w + w \partial_z w \end{pmatrix} \\ &= \rho_0 ((\partial_x u)^2 + (\partial_y v)^2 + (\partial_z w)^2) + \\ &\quad 2\rho_0 (\partial_x v \partial_y u + \partial_x w \partial_z u + \partial_z v \partial_y w) + \\ &\quad \vec{v} \cdot \vec{\nabla} w \cdot \partial_z \rho_0 + \\ &\quad u \rho_0 \partial_x (\partial_x u + \partial_y v + \partial_z w) + \\ &\quad v \rho_0 \partial_y (\partial_x u + \partial_y v + \partial_z w) + \\ &\quad w \rho_0 \partial_z (\partial_x u + \partial_y v + \partial_z w) \end{aligned} \quad (6.10)$$

Les trois derniers termes de l'équation 6.10 s'annulent grâce à l'équation de continuité anélastique. On obtient donc :

$$\vec{\nabla}(\rho_0 \vec{v} \cdot \vec{\nabla} \cdot \vec{v}) = \rho_0 \left((\partial_x u)^2 + (\partial_y v)^2 + (\partial_z w)^2 + \vec{v} \cdot \vec{\nabla} w \frac{\partial \ln(\rho_0)}{\partial z} \right) + 2\rho_0(\partial_x v \partial_y u + \partial_x w \partial_z u + \partial_z v \partial_y w) \quad (6.11)$$

Le premier terme de l'équation 6.11 est lié à l'étirement de la colonne d'air tandis que le deuxième terme est lié au cisaillement du vent. En général, en ce qui concerne le terme de cisaillement, les termes prépondérants sont ceux liés au cisaillement vertical du vent horizontal (voir section 1.4.4).

Le dernier terme de l'équation 6.9 s'écrit simplement :

$$\frac{\partial(\rho_0 B)}{\partial z} \quad (6.12)$$

Ce qui donne au final :

$$\vec{\nabla}^2 P' = -\rho_0 \left((\partial_x u)^2 + (\partial_y v)^2 + (\partial_z w)^2 + \vec{v} \cdot \vec{\nabla} w \frac{\partial \ln(\rho_0)}{\partial z} \right) - 2\rho_0(\partial_x v \partial_y u + \partial_x w \partial_z u + \partial_z v \partial_y w) + \frac{\partial(\rho_0 B)}{\partial z} \quad (6.13)$$

On remarque que décomposer la pression en un terme dynamique (qui est engendrée par le déplacement du fluide) et un terme de flottabilité : $P' = P'_d + P'_b$ (qui est engendré par les anomalies de chaleur (c'est-à-dire par les anomalies de densité)) permet d'obtenir deux équations indépendantes à partir de l'équation 6.13 :

$$\vec{\nabla}^2 P'_b = \frac{\partial(\rho_0 B)}{\partial z} \quad (6.14)$$

Et :

$$\vec{\nabla}^2 P'_d = -\rho_0 \left((\partial_x u)^2 + (\partial_y v)^2 + (\partial_z w)^2 + \vec{v} \cdot \vec{\nabla} w \frac{\partial \ln(\rho_0)}{\partial z} \right) - 2\rho_0(\partial_x v \partial_y u + \partial_x w \partial_z u + \partial_z v \partial_y w) \quad (6.15)$$

De plus, comme on sait que P' est une petite perturbation de pression, il est possible d'écrire :

$$P'_b \simeq -\vec{\nabla}^2 P'_d = -\frac{\partial(\rho_0 B)}{\partial z} \quad (6.16)$$

Et :

$$P'_d \simeq -\vec{\nabla}^2 P'_d = \rho_0 \left((\partial_x u)^2 + (\partial_y v)^2 + (\partial_z w)^2 + \vec{v} \cdot \vec{\nabla} w \frac{\partial \ln(\rho_0)}{\partial z} \right) + 2\rho_0(\partial_x v \partial_y u + \partial_x w \partial_z u + \partial_z v \partial_y w) \quad (6.17)$$

On peut maintenant réécrire l'équation du mouvement vertical en mettant en évidence les contributions de la dynamique et de la flottabilité à l'accélération verticale :

$$\begin{aligned}
 \frac{\partial w}{\partial t} &= -\vec{v} \cdot \vec{\nabla} w - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P'_d}{\partial z} + \left(-\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P'_b}{\partial z} + B \right) \\
 &= -\vec{v} \cdot \vec{\nabla} w - \frac{1}{\rho_0} \partial_z (\rho_0 \left((\partial_x u)^2 + (\partial_y v)^2 + (\partial_z w)^2 + \vec{v} \cdot \vec{\nabla} w \frac{\partial \ln(\rho_0)}{\partial z} \right)) + \\
 &\quad 2\rho_0 (\partial_x v \partial_y u + \partial_x w \partial_z u + \partial_z v \partial_y w) + \\
 &\quad \left(\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial^2 \rho_0 B}{\partial z^2} + B \right)
 \end{aligned} \tag{6.18}$$

Cette dernière équation révèle que les termes d'advection $\vec{v} \cdot \vec{\nabla} w$ et de cisaillement du vent vont être importants sur les bords de la cellule (termes décentrés) car le gradient horizontal de w y est maximal tandis que les termes liés à la flottabilité ($B - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P'_b}{\partial z}$) et à l'étirement de la colonne d'air vont être importants sur la cellule (termes centrés) car les gradients verticaux de w et de B y sont maximaux. Ainsi, ces deux familles de termes auront un rôle soit de déplacement, soit d'amplification de la cellule comme expliqué dans la section précédente. On remarque que l'ensemble des termes liés à la propagation de la cellule peuvent être exprimés à partir du vent sauf ρ_0 qui dépend simplement du profil moyen de l'atmosphère :

$$\rho_0 = \rho_s e^{-z/H} \tag{6.19}$$

où ρ_s est la densité de l'atmosphère au sol, $H \sim 7,64km$ est la hauteur d'échelle de l'atmosphère définie comme $H = \frac{RT_m}{gM_0}$ avec R la constante des gaz parfaits, T_m la température moyenne de l'atmosphère, g l'accélération de la gravité et M_0 la masse moléculaire moyenne.

Ainsi, on a montré qu'il est possible d'exploiter directement les équations de la dynamique pour inférer le déplacement des cellules de pluie. Certaines méthodes de prévision immédiate utilisent déjà l'advection du vent sur des zones de pluie (ou réflectivité) pour prédire le déplacement des cellules. L'avantage de notre méthode est qu'elle utilise directement les équations de la dynamique pour la prévision immédiate en prenant w comme traceur des cellules ce qui permet de tenir compte de l'advection mais aussi du rôle du cisaillement vertical du vent. Ce dernier point est critique puisque l'on sait que l'un des principaux processus physiques qui permet l'amplification et la stabilité des super cellules convectives est le cisaillement vertical du vent horizontal (voir section 1.4.4 et *Klemp (1987), Rotunno et Klemp (1982), Weisman et Rotunno (2000)*). La non prise en compte du cisaillement vertical du vent horizontal dans les méthodes traditionnelles de prévision immédiate est, de plus, l'un des points délicats soulevé lors de l'expérience Sydney 2000 Forecast Demonstration Project (FDP) (*Wilson et al., 2004*). La méthode proposée donne également la possibilité de prévoir l'initiation, la croissance et la dissipation des cellules convectives ce qui n'est pas fait dans les méthodes de prévision immédiate actuelles (*Wilson et al., 1998*)⁴.

4. Certaines méthodes sont capables d'inférer l'amplification, la diminution voir la dissipation

La prochaine étape du travail est donc de tester la méthode. Pour simplifier l'analyse et notamment ne pas avoir à restituer le vent dans un premier temps, nous avons testé la méthode sur une simulation.

6.3 Test de la méthode sur une simulation d'événement convectif

La simulation utilisée est issue du modèle non hydrostatique Meso-NH généré par (*Seity et al.*, 2011) (fournie par Olivier Caumont). Elle possède une résolution temporelle de 15 minutes et une résolution spatiale de 500 m. Cette simulation correspond à un événement de convection organisée datant du 20 octobre 2008 qui s'est produit sur la région de l'Hérault. A l'échelle synoptique cet événement est lié à la présence d'un thalweg centré sur l'Atlantique Est qui a provoqué un flux d'humidité en provenance de la Méditerranée. L'événement a commencé vers 7h pour finir vers 21h. Il s'est propagé de la côte vers les contreforts Cévennes puis est redescendu sur la plaine (voir figure 6.2). Pour plus de détails sur cet événement voir *Besson et al.* (2012), *Duffourg et Ducrocq* (2011), *Vié et al.* (2011).

La figure 6.2 (a) montre que l'événement s'organise en ligne convective le long de la côte dès 7 h du matin. Cet événement est associé à des vitesses verticales élevées (jusqu'à 10 m/s) et également à quelques zones d'ascendances à l'arrière du système sur la mer, ainsi qu'à des zones de réflectivités sur les Cévennes mais sans vitesse verticale ascendante marquée. Ces zones de réflectivités sont probablement le résultat de mouvements verticaux liés à l'orographie. Concernant la ligne convective, on voit qu'elle correspond à une zone de convergence des vents avec la vitesse méridienne qui change de signe sur cette zone (voir Fig. 6.3).

Nous avons donc cherché à déterminer le déplacement de la ligne convective en mettant en place la méthode de prévision immédiate proposée. Cela nécessite de se renseigner sur la variabilité verticale de la ligne convective. Afin d'évaluer dans quelles conditions la méthode de prévision immédiate fonctionne ou non, on a choisi de se concentrer sur deux parties bien distinctes de la ligne convective : sur la zone d'ascendance principale (point A) et la zone à l'avant de l'ascendance (point B) dans le sens de déplacement (qui va devenir ascendante 15 minutes plus tard) (voir figure 6.4).

La figure 6.5 présente un profil vertical des paramètres météorologiques au point A (vert sur la figure 6.4) ainsi qu'un hodographe du vent en ce même point. Le point A est situé sur le cœur de la ligne convective. On voit tout d'abord que le vent horizontal est cisailé avec l'altitude, v augmente (0 à 15 m/s) et u diminue (10 à -5 m/s) ce qui crée une légère augmentation de la norme (12 à 16 m/s) et surtout une forte rotation entre une direction sud-est près du sol et plein nord à la tropopause. Concernant la vitesse verticale on voit qu'elle change fortement entre 7 h et 7 h15 (w_1 et w_2). A 7 h la vitesse verticale est ascendante sur toute la colonne d'air et augmente fortement avec l'altitude pour atteindre près de 10 m/s à 10 km. Quinze minutes plus tard, la colonne d'air est beaucoup plus homogène et la

des cellules de pluie par rapport aux tendances mais aucune (à notre connaissance et mis à part évidemment les méthodes de prévision numérique) ne sont capable de prévoir la naissance de nouvelles cellules de pluie comme peut le permettre notre méthode.

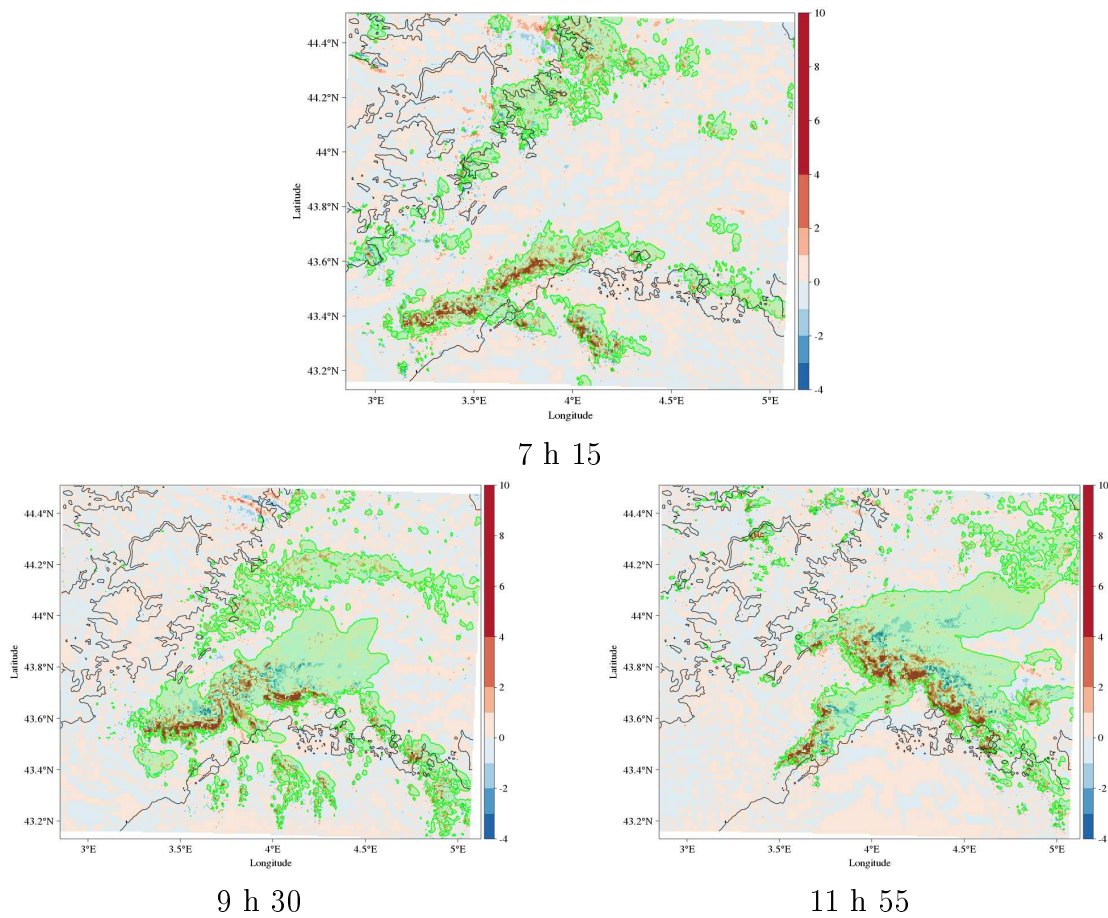


FIGURE 6.2 : Vitesse verticale (en bleu et rouge) (m/s) et réflectivité supérieure à 10 dBZ (en vert) (dBZ) à environ 1800 m le 20 octobre 2008 à 7 h, 9 h 30 et 11 h 45 (simulation Meso-NH)

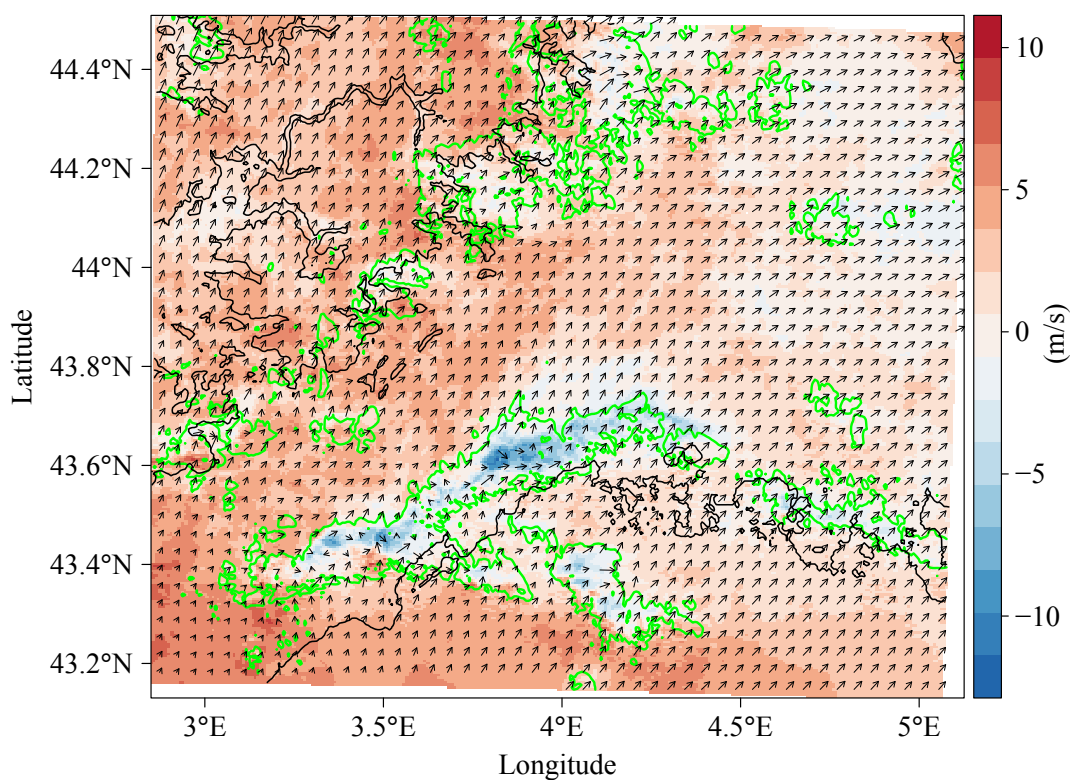


FIGURE 6.3 : Vitesse méridienne (v) (en bleu et rouge) (m/s), réflectivité supérieure à 10 dBZ (en vert) et champ de vent à environ 1800 m le 20 Octobre 2008 à 7 h (simulation Meso-NH)

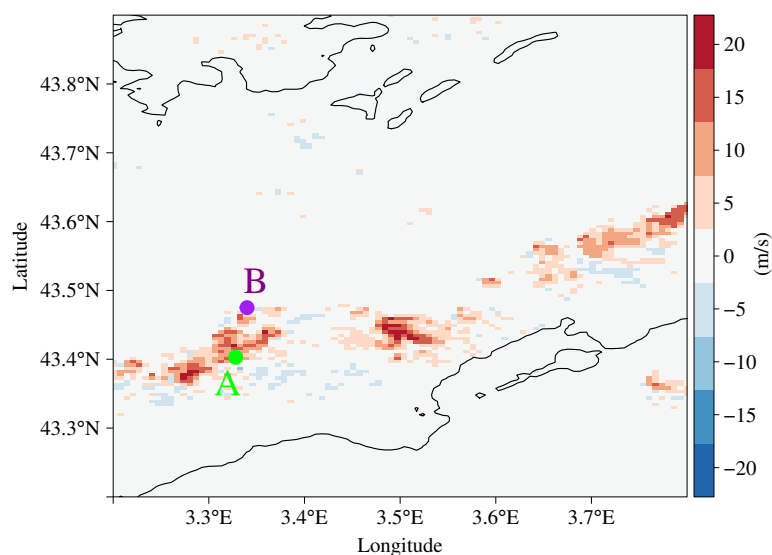
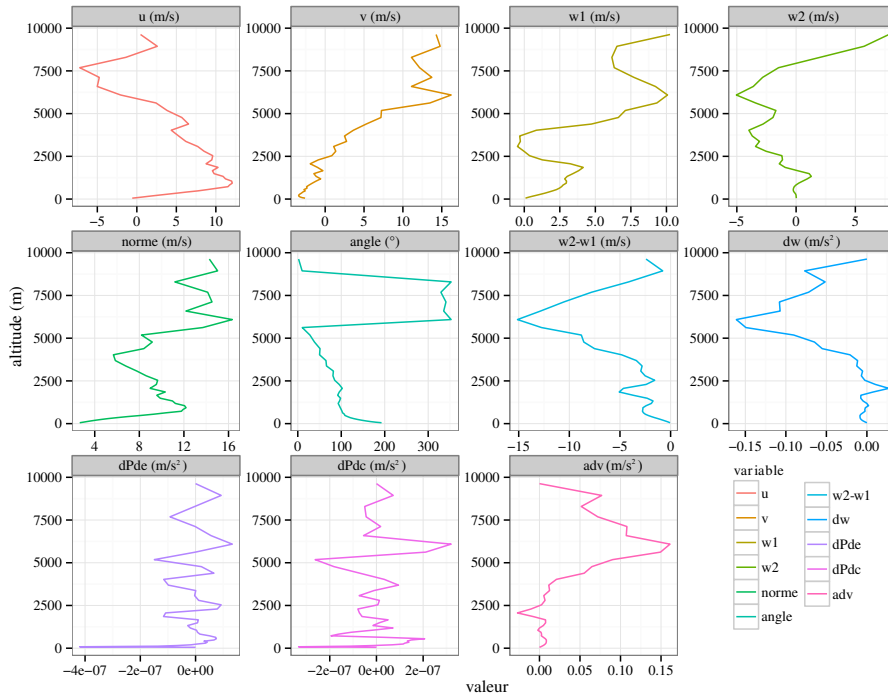
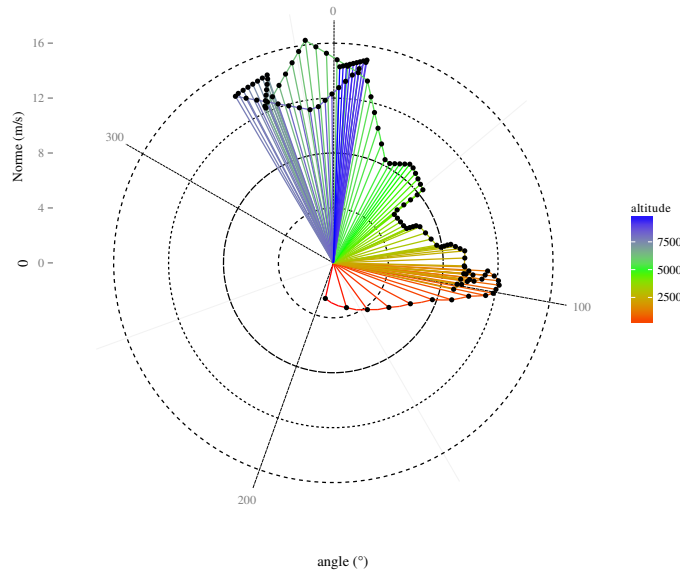


FIGURE 6.4 : Vitesse verticale à 5000 m (m/s) le 20 Octobre 2008 à 7 h et position des points A et B (en vert et violet) pour lesquels on regarde un profil vertical des paramètres météorologiques.



(a)



(b)

FIGURE 6.5 : Pour le point A (vert sur la figure 6.4) : (a) Variables suivant l'altitude : w_1 correspond à la vitesse verticale au temps t_1 (7 h), w_2 correspond à la vitesse verticale au temps t_2 (7 h15), $w_2 - w_1$ correspond à la différence entre les vitesses au temps t_2 et t_1 , dw correspond à l'accélération calculée par notre modèle, $dPde$ correspond au terme d'étirement de l'équation 6.18, $dPdc$ correspond au terme de cisaillement et adv correspond à l'advection de la vitesse verticale (il faut bien noter que l'accélération par étirement est ici donnée juste pour information et n'est pas prise en compte dans le modèle). Les vitesses sont en m/s, les accélérations sont en m/s^2 et (b) Hodographe du vent en fonction de l'altitude (en couleur).

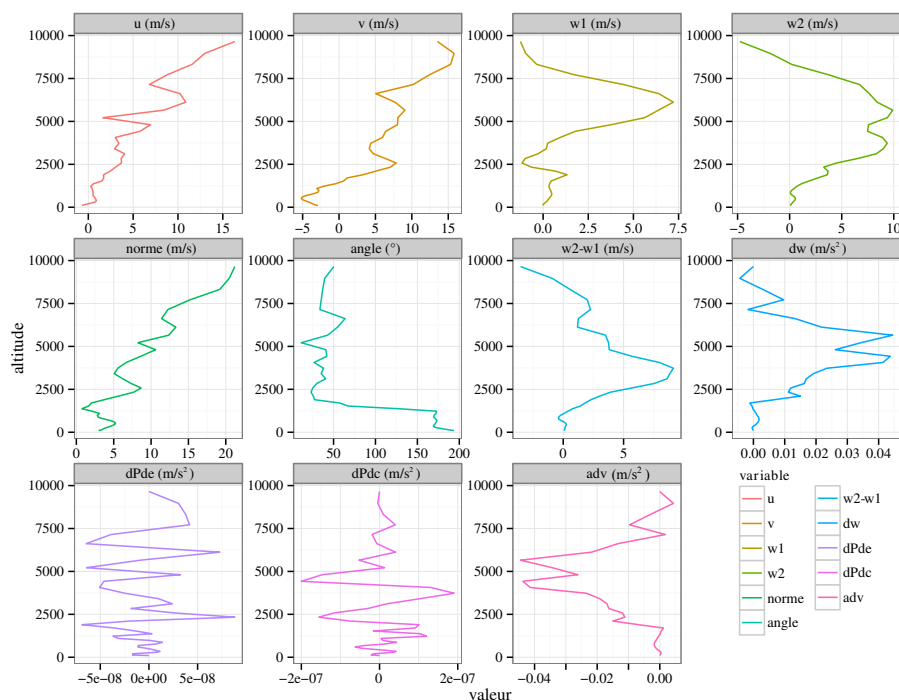
vitesse verticale est légèrement subsidente (sauf au sommet). Ce brusque changement n'est pas surprenant puisqu'il révèle que le front est passé sur cette région et que l'atmosphère retrouve son état de repos initial. La différence de la vitesse verticale entre les deux instants révèle une accélération négative (-15 m/s) et maximale (en valeur absolue) un peu au-dessus de 5000 m.

La comparaison de la simulation avec notre modèle de prévision immédiate montre que l'on retrouve bien la décélération observée et le maximum au-dessus de 5000 m est bien reproduit⁵. Ce premier constat permet de dire que l'évolution de la vitesse verticale dans cette zone est principalement due aux termes de propagation. En particulier, nous constatons que c'est le terme d'advection qui explique la décélération observée. Cela veut dire que le terme lié au cisaillement du vent n'est pas assez fort pour contrebalancer (ou renforcer) le terme de propagation lié à l'advection malgré un cisaillement vertical du vent horizontal non négligeable.

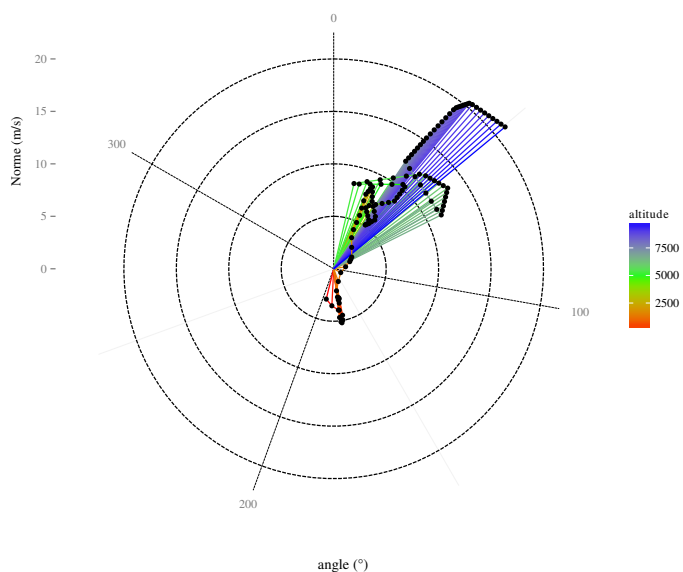
L'analyse de la figure 6.6 correspondant à un profil vertical et à un hodographe au-dessus du point B (violet sur la figure 6.4) montre que le vent horizontal augmente dans ce cas avec l'altitude (de 0 à 15 m/s entre 0 et 10 km) pour u et v . Cet effet peut être également noté sur la norme. Par contre, le vent reste orienté vers le nord-est sur toute la colonne d'air. Ce n'est pas surprenant puisque le point B est situé à l'avant de la ligne de grain et que le flux principal est dirigé vers le nord-est (voir figure 6.3). La vitesse verticale à 7 h est faible et négative dans les basses couches mais devient relativement importante et positive quand on dépasse 5000 m (jusqu'à 7,5 m/s). Au pas de temps suivant (7 h15) la vitesse augmente et devient positive et forte sur quasiment toute la couche d'atmosphère (jusqu'à 10 m/s) : le point B se trouve alors sous la ligne convective. Si maintenant on analyse la différence de vitesse entre les deux pas de temps, on voit que la vitesse verticale a beaucoup augmenté entre 0 et 2500 m (+ 5 à 7 m/s) et un peu au-dessus (+ 2 m/s). Le modèle prédit bien une augmentation de la vitesse verticale (+ 0,01 à 0,04 m/s²). Néanmoins, le maximum prévu se trouve autour de 5000 m alors qu'il est observé vers 3000 m. Si on regarde les composantes de la vitesse verticale, on voit que c'est à nouveau l'advection qui est responsable de la propagation de la ligne de grain (et pas le terme de cisaillement). Bien que la tendance d'évolution de la vitesse verticale soit respectée, le modèle de prévision immédiate est moins proche de l'observation que pour le point A situé initialement sur la cellule. Il semble donc que, à l'avant de la cellule, les termes de propagation ne permettent qu'en partie d'expliquer l'évolution de la vitesse verticale tandis que sur la cellule ces termes expliquent assez bien l'évolution de la vitesse verticale. Pour voir si cette différence est systématique, on a tracé les cartes spatiales à une altitude donnée (Fig. 6.7). Nous avons choisi l'altitude 5000 m car nous avons remarqué que, sur les coupes verticales, c'est la zone où la variabilité de la vitesse verticale est la plus importante.

La figure 6.7 montre sur les deux panneaux du bas l'accélération de la vitesse verticale calculée entre 7 h15 et 7 h et celle issue du modèle. Avant toute interprétation, il faut noter que la comparaison entre les figures (c) et (d) est avant tout qualitative. En effet, le modèle de prévision du cycle de vie des cellules convectives (d) correspond à une accélération instantanée tandis que la figure (c) donne la différence de vitesse sur 15 minutes. Nous observons que les zones de décélération de

5. il faut bien noter que l'accélération par étirement est ici donnée juste pour information et n'est pas prise en compte dans le modèle



(a)



(b)

FIGURE 6.6 : Pour le point B (violet sur la figure 6.4) : (a) Variables suivant l'altitude : $w1$ correspond à la vitesse verticale au temps $t1$ (7 h), $w2$ correspond à la vitesse verticale au temps $t2$ (7 h15), $w2 - w1$ correspond à la différence entre les vitesses au temps $t2$ et $t1$, dw correspond à l'accélération calculée par notre modèle, $dPde$ correspond au terme d'étirement de l'équation 6.18, $dPdc$ correspond au terme de cisaillement et adv correspond à l'advection de la vitesse verticale (il faut bien noter que l'accélération par étirement est ici donnée juste pour information et n'est pas prise en compte dans le modèle). Les vitesses sont en m/s, les accélérations sont en m/s^2 et (b) Hodographe du vent en fonction de l'altitude (en couleur).

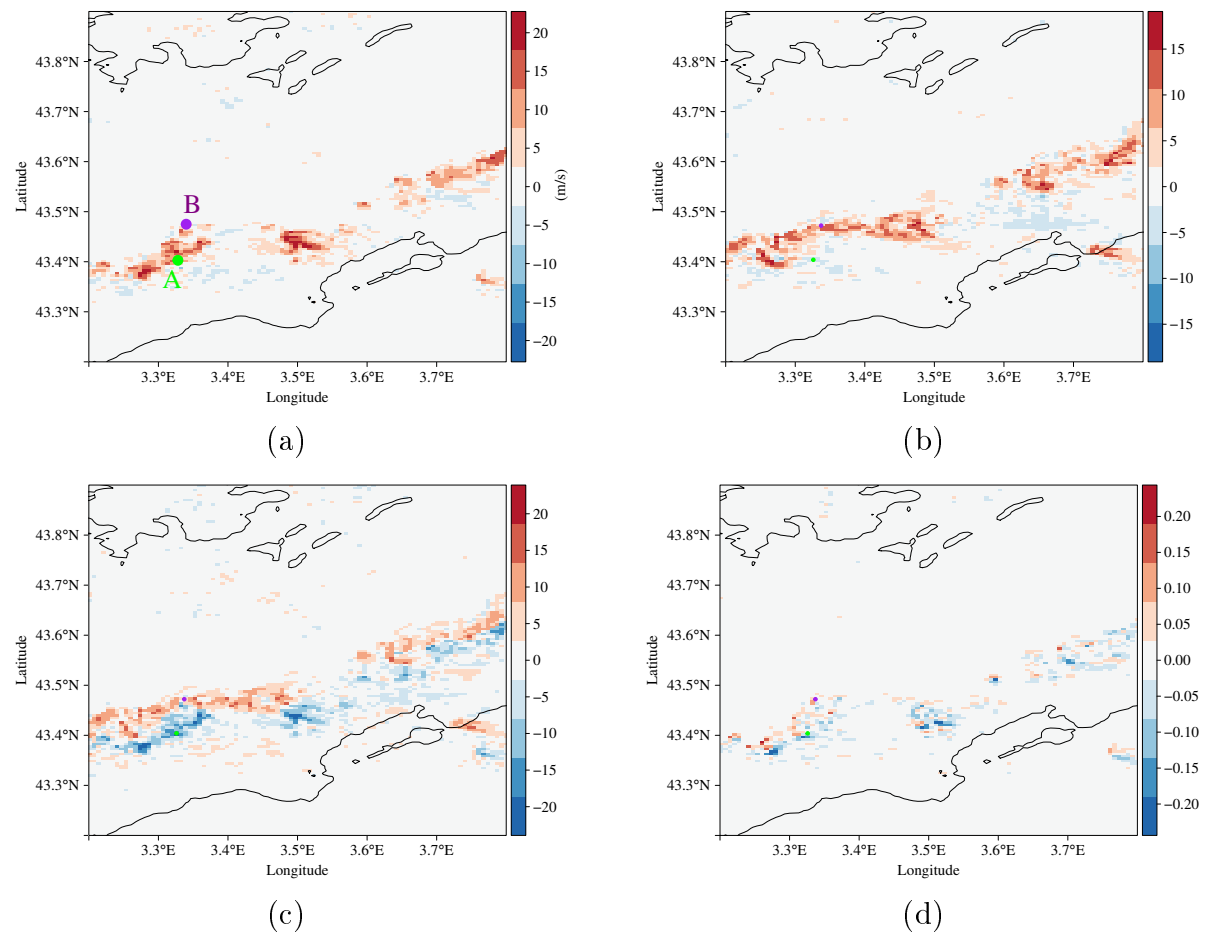


FIGURE 6.7 : Vitesse verticale à 5000 m le 20 octobre 2008 à (a) 7 h et (b) 7 h15. (c) Différence entre la vitesse verticale à 7 h15 et à 7 h. (d) Accélération de la vitesse verticale donnée par l'équation 6.18 en tenant compte uniquement des termes de propagation.

la vitesse verticale (en bleu) se retrouvent bien sur les deux panneaux. Néanmoins, même si les zones de subsidence sont bien placées, les zones d'ascendances ne se trouvent pas assez au nord quand elles sont prévues par le modèle et sont souvent très faibles. Il peut exister deux explications à ce problème. La première est que le pas temporel (15 min) est trop important pour pouvoir prévoir les zones d'ascendances à si long terme. Cependant cette hypothèse est peu probable car les zones de subsidence sont bien prévues et que les mouvements atmosphériques à cette échelle ne sont pas si rapides (une cellule orageuse simple dure toujours plus de 20 minutes). La deuxième hypothèse est liée au fait que le terme de flottabilité est important dans la dynamique orageuse. En effet, la masse d'air se déplace et crée des mouvements ascendants (prévus par le terme de propagation) ce qui peut, si l'atmosphère est conditionnellement instable, donner lieu à une flottabilité positive. Cette flottabilité permet aux cellules d'amplifier considérablement la vitesse verticale ascendante. Ainsi, même si la propagation crée simplement une légère vitesse verticale positive dans les basses couches, elle est souvent suffisante pour déclencher des événements de convection profonde à l'avant du système. Si on revient maintenant au terme de cisaillement, on a vu qu'il était très faible. Ce n'est au final pas si surprenant car on sait que ce terme est important dans le cas de super-cellules qui ne se déplacent pas avec le vent (voir section 1.4.4) contrairement à notre cas d'étude.

Conclusion

Dans le dernier chapitre de cette thèse nous avons cherché à développer une méthode de prévision immédiate des cellules de pluie pouvant être mise en œuvre opérationnellement par un radar météorologique. Pour cela, nous avons décidé d'utiliser la capacité Doppler du radar qui permet d'obtenir la vitesse 3D. La restitution de la vitesse 3D à partir de la vitesse radiale est complexe et n'a pas été réalisée dans le cadre de cette thèse. Toutefois, une approche est proposée dans cette conclusion. La restitution 3-D du vent par un seul radar se heurte à une contradiction certaine. En effet, comment restituer trois composantes du vent à partir d'une seule vitesse radiale et sans autre observation non colinéaire ? Deux hypothèses permettent de s'affranchir de ce problème. La première consiste à utiliser l'équation de continuité anélastique (incompressible) ce qui permet d'obtenir la troisième composante du vent à partir des deux autres. La vitesse verticale est habituellement calculée par cette méthode car elle est difficile à mesurer par un radar qui tire, en général, à des élévations faibles. La deuxième hypothèse permettant de restituer le vent 3D dépend de la stationnarité du système observé. Elle peut soit s'utiliser temporellement (stationnarité entre deux pas de temps) soit spatialement (stationnarité entre deux radiales du radar). Temporellement, elle consiste à estimer que les cellules de pluie n'évoluent pas entre deux pas de temps. Ainsi, il est possible d'estimer que deux mesures radar espacées de δt correspondent en fait à deux mesures vues au même instant mais par deux radars indépendants séparés de $v\delta t$. Cela permet donc d'obtenir un système de trois équations qu'il est possible de résoudre (méthode VAD (*Browning et Wexler, 1968*), DTCOR (*Kabeche, 2009*)). Cependant, il subsiste une importante difficulté qui est liée au repliement du vent (voir section 2.3). Ce problème est particulièrement important avec le radar Hydrix puisque la vitesse de repliement dépend de la longueur d'onde du signal électromagnétique. Ainsi, la vi-

tesse peut être repliée plusieurs fois dans le pire des cas (voir figure 6.8) ce qui rend encore plus compliqué la restitution du vent. Ce repliement rend difficile l'application de méthodes de type VAD en temps réel. C'est pourquoi il apparaît plus efficace d'utiliser des approches variationnelles pour restituer le vent. Ces méthodes basées sur l'utilisation d'une fonction de coût ont l'avantage de pouvoir prendre en compte ce repliement. De plus, il est possible de paramétrer la fonction de coût de manière à expliciter l'équation de continuité ou de forcer un certain lissage du champ (*Gao et al.*, 1999, 2004, 2006). Cette approche sera mise en œuvre prochainement.

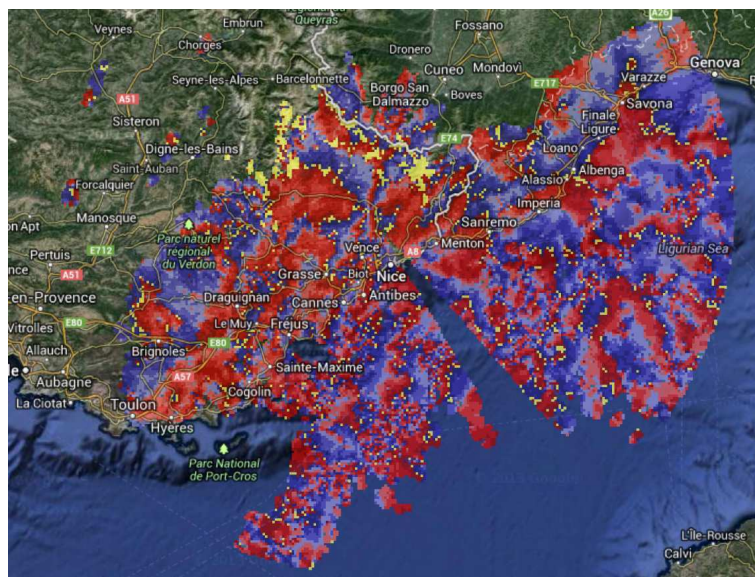


FIGURE 6.8 : Vitesse radiale issue du radar Hydrix dans un cas particulièrement défavorable (le 14 octobre 2012 à 22 h40). On aperçoit les repliements de la vitesse (passage bleu (positif) au rouge (négatif)).

Après avoir restitué le vent 3-D il est possible d'utiliser directement les équations de la dynamique pour prévoir l'évolution des cellules convectives. Pour cela, nous avons utilisé l'équation verticale de la dynamique à laquelle on a appliqué quelques transformations de manière à séparer les termes liés à la propagation de la cellule qui sont décentrés et les termes liés à l'augmentation ou à la diminution de l'intensité de la vitesse verticale qui sont centrés sur la cellule. Nous avons pu montrer que l'ensemble des termes liés à la propagation du vent pouvaient être exprimés en fonction du vent. Ainsi, en assimilant les zones de vitesse verticale ascendante aux cellules de pluie, il est apparu possible de déterminer la propagation des cellules de pluie.

Nous avons alors cherché à tester la méthode sur un cas idéalisé. Pour cela, on a utilisé des simulations très fines échelles (250 m et 15 min) issues du modèle Meso-NH qui reproduisent un événement de pluie qui a eu lieu le 20 octobre 2008 sur le sud des Cévennes. Cet événement consiste en une ligne de grain qui s'est déplacée de la mer jusqu'aux contreforts des Cévennes puis en sens inverse. La méthode de prévision immédiate a montré une bonne capacité à prévoir l'évolution de cette ligne de front. En particulier, nous avons montré que le terme d'advection est le principal vecteur de déplacement de la ligne de grain. Néanmoins, la méthode a tendance à sous-estimer les zones d'ascendances tandis que les zones de subsidences sont bien

prévues. Il semblerait que la difficulté à reproduire les zones d'ascendances soit liée à la non prise en compte du terme de flottabilité dans la méthode. La simulation n'a malheureusement pas permis de mettre en évidence l'effet du cisaillement du vent car le déplacement de la cellule dans la simulation utilisée était quasiment complètement dicté par le vent. Par conséquent, il sera intéressant de tester la méthode à l'avenir sur des cas complémentaires.

Cette approche présente des limites puisque pour l'instant elle ne prend pas en compte les termes centrés sur la cellule et en particulier la flottabilité. Pour améliorer ce point plusieurs solutions semblent possibles, comme l'utilisation de données issues d'un modèle afin d'obtenir la température de l'atmosphère (comme le font déjà certaines méthodes de prévision immédiate). Toutefois, cette méthode est délicate à mettre en œuvre opérationnellement. Une autre solution originale serait d'utiliser la réfractivité du faisceau radar (voir *Besson et al.*, 2012; *Fabry*, 2004; *Fabry et al.*, 1997) pour obtenir des paramètres de température, de pression et d'humidité qu'il serait alors possible d'utiliser dans le modèle. Enfin, le terme de flottabilité pourrait être paramétré en première approximation (voir *Lagouvardos et al.*, 1993). Il est également bien sûr possible de coupler cette méthode à d'autres méthodes existantes ce qui permettra d'améliorer la prévision. Enfin, d'autres améliorations telles que la prise en compte de l'orographie sont applicables à cette méthode.

Synthèse et Perspectives

La pluie est une variable météorologique et climatique possédant une influence considérable sur nos civilisations. En effet, elle peut rendre une zone propice à l'agriculture et une autre désertique. Elle a donc modelé et modèle encore les zones d'habitations humaines. Dans la région méditerranéenne, cette variable météorologique est très inégalement répartie en étant abondante au nord et rare au sud. La pluie est aussi très variable à une échelle plus locale en raison principalement de l'impact de l'orographie sur les mouvements atmosphériques. De plus, la pluie est également caractérisée par la variabilité saisonnière importante dans cette région. En effet, la région méditerranéenne se trouve à un carrefour entre les tropiques et les moyennes latitudes. Cette configuration explique qu'elle subit l'influence de l'une ou l'autre des régions suivant la saison. En particulier, en hiver le nord-ouest de la région est soumis à l'influence des dépressions Atlantique tandis qu'en été c'est plutôt la branche descendante des cellules de Hadley qui gouverne le temps avec des situations anticycloniques qui provoquent sécheresses et fortes chaleurs.

L'Eurorégion Alpes-Méditerranée est située au nord-ouest de la région méditerranéenne. Elle est caractérisée par une topographie très accidentée puisqu'elle est traversée en son centre par le sud de la chaîne des Alpes. Cette situation impacte fortement l'intensité et la distribution des précipitations avec notamment le développement d'orages orographiques violents sur les contreforts des Alpes. De plus, la proximité de la mer Méditerranée assure à la région un apport régulier d'humidité favorable aux précipitations.

Afin d'étudier les précipitations dans cette région, un radar en bande X, polarimétrique et Doppler a été installé sur le mont Vial dans la région des Alpes-Maritimes. Il mesure les précipitations avec une résolution de 1 km^2 et 5 minutes en continu depuis 2009 jusqu'à aujourd'hui. Cet appareil de mesure est innovant pour deux raisons principales : la première est qu'il est installé dans une région fortement accidentée jusqu'à maintenant peu documentée car les montagnes rendent très difficile la mesure de la pluie par radar. La deuxième raison vient de l'algorithme de traitement appelé ZPHI. Celui-ci tire parti de la polarimétrie du radar pour corriger de l'atténuation de la pluie forte en bande X mais aussi pour prendre en compte la variabilité de la distribution en taille des gouttes de pluie (DSD). En plus de ces innovations propres au radar Hydrix, le radar météorologique est un outil particulièrement intéressant pour l'étude de la pluie car il renseigne sur sa distribution avec une résolution très fine sur une large zone ce qui en fait un compromis très intéressant entre la précision des pluviomètres et la large couverture spatiale des instruments spatiaux. C'est dans ce contexte que s'inscrit ce travail de thèse.

Ainsi, l'objectif de ce travail de thèse était de mieux comprendre et de mieux prévoir la variabilité spatio-temporelle des précipitations dans l'Eurorégion Alpes-

Méditerranée. Pour cela, ce projet de thèse s'est réalisé selon quatre axes :

1. L'évaluation de la qualité et de l'intérêt de l'utilisation d'un radar en bande X en zone montagneuse.
2. La documentation des caractéristiques des précipitations dans l'Eurorégion Alpes-Méditerranée.
3. L'identification des processus à la fois grande échelle et petite échelle associés aux précipitations dans l'Eurorégion Alpes-Méditerranée.
4. La prévision à court terme du cycle de vie des précipitations à l'aide d'un radar Doppler.

Principales conclusions

Pour répondre au premier objectif de ce travail de thèse, nous avons comparé la pluie mesurée par le radar Hydrix avec celle mesurée par les pluviomètres des réseaux français et italien. Cette étude a permis de montrer que le radar est approprié pour effectuer une étude météorologique et climatologique des précipitations dans la région. En effet, la plupart de la zone couverte par le radar montre une bonne corrélation avec les pluviomètres. Cependant, cette comparaison a aussi montré les limites de l'utilisation du radar. Tout d'abord, nous avons montré que globalement la mesure effectuée par le radar est entachée d'une incertitude d'au moins 50%. Bien qu'une partie de celle-ci soit liée à des problèmes de représentativité entre les pluviomètres et le radar, il reste une incertitude non négligeable liée à la méthode d'extrapolation de la pluie au sol. Nous avons montré que certaines zones couvertes par le radar ne sont pas exploitables la plupart du temps car les mesures sont réalisées à trop hautes élévations : c'est par exemple le cas de la plaine du Pô qui est masquée par les Alpes. Un autre problème, bien que moins criant, est lié à la sous-estimation de la pluie avec la distance. Cet effet peut être lié à de l'atténuation résiduelle du signal radar ou la largeur importante du faisceau loin du radar (plus de 2 km de large à 150 km). Cette sous-estimation du taux de pluie est négligeable à l'échelle de 5 minutes mais néanmoins peut avoir un effet important lorsqu'on réalise des cumuls de pluie sur des longues périodes. Finalement, ce travail de validation a permis de mettre en évidence différents artefacts radar dont il a fallu tenir compte dans la suite de l'étude.

Le deuxième objectif de cette thèse, c'est-à-dire la documentation des précipitations sur la région, nous a conduit à explorer deux aspects : la variabilité de la pluie pour différentes échelles temporelles et différentes régions et les propriétés d'échelles temporelles et spatiales de la pluie. Le premier aspect a permis de mettre en évidence le cycle diurne des précipitations qui apparaît uniquement sur les zones continentales entre 10 h et 22 h et atteint son maximum vers 15 h. De plus, ce cycle apparaît au printemps et disparaît avec la fin de l'été suggérant un lien avec les pluies convectives. En outre, un maximum secondaire dans le cycle diurne de la pluie apparaît entre août et novembre entre 4 et 6 h. Ce maximum pourrait être dû au phénomène de brise de terre lié au contraste thermique entre la mer Méditerranée et le continent.

A l'échelle saisonnière, nous avons identifié un déplacement de la pluie de la mer vers l'intérieur des terres durant la première partie de l'année, puis dans le sens inverse pendant la seconde partie de l'année. Cette variabilité saisonnière concerne aussi bien le cumul, que le nombre de jours de pluie et les extrêmes. Les zones les plus arrosées correspondent à la mer et aux Pré-Alpes et le mois le plus favorable aux précipitations est le mois de novembre. En ce qui concerne les extrêmes météorologiques, ils se situent sur le bord des Pré-Alpes ainsi que sur la Provence. La variabilité inter-annuelle des précipitations est relativement importante mais la migration sud-nord des précipitations se répète quasiment chaque année. D'autres variabilités de grande échelle ont été mises en évidence à 40 et 90 jours. En ce qui concerne le déplacement des précipitations, nous observons que les précipitations viennent la plupart du temps du sud-ouest. Plus les précipitations se déplacent lentement plus le cumul sur la région est important.

L'utilisation des données du réseau ARAMIS a permis de montrer que les précipitations dans l'Eurorégion Alpes-Méditerranée ont des caractéristiques proches de celles du sud de la France et de celles des régions montagneuses proches de la côte (Cévennes, Pays Basque).

Après avoir décrit les caractéristiques de la pluie à plusieurs échelles spatiales et temporelles, il est apparu intéressant de compléter cette analyse en caractérisant la pluie non plus à une échelle donnée mais sur l'ensemble des gammes d'échelles à notre disposition. De plus, il est important d'identifier l'effet des processus à l'origine de la pluie (convection, front) qui se produisent à des échelles bien définies sur les propriétés d'échelle de la pluie. La pluie dans la région présente un caractère autosimilaire sur plusieurs gammes d'échelles distinctes. Temporellement, ces gammes d'échelle s'étendent entre 20 et 45 min, entre 45 min et 3 h, entre 3 h et 1 jour et entre 1 jour et 10 jours. Spatialement, elles s'étendent entre 3 et 7 km, 7 et 20 km et 20 et 70 km. Les propriétés d'échelle de la pluie dépendent par ailleurs du mois pendant lequel est réalisée l'analyse. En nous basant sur les équations du mouvement, nous avons pu montrer que les différentes gammes d'échelles pour lesquelles la pluie présente un caractère autosimilaire pouvaient être associées à différents processus météorologiques à l'échelle convective, à la méso-échelle et à l'échelle synoptique. Le spectre de la pluie présente, de plus, un plateau spectral à partir de dix jours. Cela signifie qu'au-delà de 10 jours deux événements pluvieux ne présentent plus de corrélation entre eux. Ainsi, cette échelle peut être identifiée comme la frontière entre la météorologie déterministe et le bruit météorologique où il n'est pas possible de prévoir le temps. Par ailleurs, de précédentes études ont montré qu'au-delà de trois ans, on retrouve une pente spectrale non nulle ce qui signifie qu'une tendance climatique est observée dans le spectre. Ainsi, cette échelle correspondrait à la frontière inférieure de l'analyse climatique dans l'atmosphère.

Dans la seconde partie de l'analyse des propriétés d'échelle de la pluie, nous avons cherché à identifier un lien possible entre les propriétés d'échelles spatiales et temporelles. L'analyse des spectres 2D a permis dans un premier temps de montrer que le champ de pluie est fractalement isotrope puis l'analyse des spectres espace-temps a permis de mettre en évidence un changement des propriétés d'échelle durant l'année. Enfin, un résultat important est que le rapport des pentes spectrales espace et temps reste égal à 1 tout au long de l'année sauf en automne. Cela suggère une

forte similarité entre les propriétés d'échelle de l'espace et du temps pour la pluie.

Afin de comprendre les caractéristiques des précipitations mises en évidence par les précédents résultats, les processus associés aux précipitations dans l'Eurorégion Alpes-Méditerranée ont été analysés dans le chapitre 5. Dans un premier temps, nous avons cherché à déterminer les situations synoptiques typiques étant à l'origine des précipitations. Pour cela nous avons utilisé une méthode de recherche d'analogues qui nous a permis d'identifier six situations favorables à la pluie. Cinq de ces situations correspondent à des anomalies positives de tourbillon potentiel positionnées sur l'ouest de notre région d'étude. Cette configuration permet de créer des soulèvements sur cette région mais aussi d'apporter de l'humidité en provenance de la Méditerranée. Nous avons alors montré que les différentes situations mises en évidence étaient plus ou moins favorables aux cumuls importants suivant leur caractéristiques (langue étroite de fort tourbillon potentiel, zone d'anomalie de tourbillon potentiel au-dessus de la région). Nous avons également démontré qu'aucune situation typique n'était associée aux précipitations en été révélant que ce sont plutôt les conditions locales qui sont à l'origine des événements précipitants intenses durant cette période.

Dans un second temps, nous avons pu explorer ces conditions locales en utilisant les sorties de modèles à fine résolution. Nous avons déterminé les corrélations qui pouvaient exister entre les précipitations et différentes variables dynamiques ou thermodynamiques, afin d'identifier les processus à l'origine des précipitations sur la région. Nous avons tout d'abord analysé ces corrélations pour différentes altitudes. Il a été par exemple possible de montrer que l'humidité spécifique est favorable aux précipitations dans les basses couches mais défavorable dans les hautes couches. Ces corrélations présentent aussi une variabilité saisonnière importante. Par exemple, le vent dirigé vers le sud se montre défavorable aux précipitations en hiver mais ne joue par contre pas de rôle durant le reste de l'année. Par la suite, nous avons déterminé la variabilité horizontale à 3500 m de ces corrélations. Certains paramètres tel le cisaillement montrent une corrélation avec la pluie qui dépend de la région. En particulier, le cisaillement est fortement corrélé aux précipitations sur la côte, signature probable de l'occurrence de brises de mer ou de terre. Le cycle saisonnier de la variabilité horizontale de ces corrélations a alors permis de mettre en lumière plusieurs comportements intéressants. En particulier, la corrélation avec la CAPE présente un déplacement de la terre vers la mer entre le printemps et l'hiver. Finalement, ces corrélations mettent en évidence un cycle diurne important pour certains des paramètres. La corrélation de la pluie avec le tourbillon potentiel montre par exemple un cycle diurne variable selon l'altitude avec une anticorrélation au sol et deux régions distinctes de corrélation positives à 5000 et 10000 m.

Nous avons ensuite étudié l'influence du relief sur les précipitations. Nous avons ainsi déterminé le lien avec l'altitude du relief mais aussi avec l'orientation de la pente et le pourcentage de la pente. Ces trois paramètres influencent fortement la pluie. Plus l'altitude et le pourcentage de pente sont importants et plus les précipitations moyennes sont élevées. De plus, le taux de pluie est maximal si le déplacement des précipitations se dirige de biais par rapport à l'orientation de la pente. L'analyse par mois a révélé que, durant la plupart de l'année, le taux de pluie est maximal lorsque le déplacement des précipitations est perpendiculaire à la montagne mais

qu'en été, le taux de pluie est maximal quand le déplacement montre un angle de 80° avec l'orientation de la pente.

Enfin dans la dernière partie de ce chapitre, nous avons cherché à expliquer les caractéristiques des précipitations mises en évidence dans les chapitres précédents. Nous avons montré que le cycle diurne et saisonnier des précipitations semble être lié à la variabilité journalière et saisonnière de la CAPE tandis que la variabilité inter-annuelle des précipitations peut être expliquée par la variabilité inter-annuelle de la pression, du tourbillon potentiel et du flux méridien.

Après avoir caractérisé la pluie dans une première partie puis avoir identifié les processus responsables des précipitations dans l'Eurorégion Alpes-Méditerranée dans une seconde partie, nous avons, dans une dernière partie cherché à développer une méthode de prévision du cycle de vie de précipitations intenses à l'aide d'un radar Doppler. Nous avons montré dans le chapitre 5 que les deux principaux paramètres gouvernant les précipitations à l'échelle locale sont la CAPE (liée à la stabilité de l'air) et le cisaillement vertical de vent. Pourtant la littérature (voir *Wilson et al.*, 1998, 2004) a montré que ces paramètres sont encore mal pris en compte dans les méthodes de prévision à court terme (hors simulations numériques). C'est pourquoi nous avons proposé une nouvelle méthode s'appuyant sur l'équation verticale de la dynamique et permettant de tenir compte de ces deux paramètres. Nous avons montré que cette équation peut se décomposer en plusieurs termes : deux termes gouvernant le déplacement des cellules de pluie et dépendant respectivement du cisaillement vertical et de l'advection et deux termes gouvernant l'intensification des cellules de pluie et dépendant de la flottabilité et de l'étirement de la colonne d'air. Ainsi, le déplacement des cellules peut être inféré directement à partir du vent 3D. L'intensification nécessite de paramétrer la flottabilité par le vent. Nous avons donc dans un premier temps choisi de considérer uniquement les termes responsables du déplacement et nous avons testé cette méthode sur une simulation très fine résolution d'un événement de pluie qui s'est déroulé au sud de la région des Cévennes en octobre 2008. Les résultats montrent que les zones de subsidence sont bien prévues par la méthode de prévision. Par contre, les zones d'ascendance ne sont pas bien reproduites car elles sont liées à la flottabilité qui n'est pas prise en compte pour l'instant.

Questions scientifiques

Nous avons énoncé au tout début de cette thèse les questions scientifiques qui se rapportent à ce travail. Nous pouvons à présent résumer les points auxquels nous avons apporté une réponse ou un début de réponse. Tout d'abord, en ce qui concerne la variabilité spatio-temporelle des précipitations, nous avons souligné la nécessité d'obtenir des informations sur le comportement à fine échelle des précipitations sur une large zone. Ce travail a pu être réalisé grâce à la base de données à fine résolution utilisée. De plus, nous avons souligné que la variabilité spatio-temporelle des précipitations sur le sud des Alpes ainsi que sur la mer est mal connue. Nous nous sommes donc attaché à caractériser le comportement de la pluie à fine échelle sur ces régions. Nous avons également indiqué la nécessité d'identifier les effets du changement climatique sur les précipitations en Méditerranée. Bien que nous ayons étudié la variabilité inter-annuelle des précipitations, il n'est pas encore possible de

caractériser des tendances climatiques. Ceci est confirmé par l'analyse des propriétés d'échelle qui montre qu'il faut des séries temporelles supérieures à trois ans pour détecter de telles tendances. Néanmoins, le radar continue à alimenter la base de données dont il sera possible de se servir dans le futur pour effectuer ce travail.

Les propriétés fractales de la pluie ont, quant à elles, donné des informations sur les propriétés d'échelle du champ de pluie et également certaines pistes de réponse aux questions scientifiques initialement posées. Nous avons notamment souligné l'importance de comprendre le lien entre la physique et les propriétés fractales de la pluie. Bien que seule une approche théorique permettra de définitivement clarifier ce lien, les résultats présentés dans cette thèse sont importants pour mieux comprendre l'influence des processus physiques sur les liens entre les échelles. De plus, nous avons apporté des informations complémentaires aux travaux précédents menés au LATMOS sur l'influence du support sur le comportement autosimilaire de la pluie. Un apport important de ce travail réside ainsi dans le fait que nous avons pu montrer que les théories cellulaires et fractales semblent finalement complémentaires. La première permettant de définir les échelles des processus dynamiques dans l'atmosphère et la seconde permettant de caractériser les liens entre ces échelles. Nous avons pu mettre en évidence une similarité entre les propriétés d'échelles spatiales et temporelles de la pluie. Ce résultat est important car il indique que la pluie présente les mêmes propriétés d'échelle en espace et en temps ce qui soulève des questions sur les processus à l'origine des précipitations.

En ce qui concerne les processus météorologiques, nous avons identifié plusieurs questions scientifiques parmi lesquelles nous avons souligné l'importance de mieux connaître les processus à l'origine des précipitations méditerranéennes à la fois à l'échelle locale et synoptique. A l'échelle synoptique, nous avons utilisé la méthode des analogues sur le tourbillon potentiel pour déterminer les régimes de temps typiques dans la région. Les résultats pourraient permettre dans le futur de mieux anticiper les risques hydrologiques sur la région. A l'échelle locale, les processus mis en jeu dans les phénomènes météorologiques menant à des pluies intenses ont pu être caractérisés de manière statistique. Cette approche a ainsi permis de révéler plusieurs caractéristiques intéressantes qui pourront être utilisées à l'avenir dans le cadre d'étude de cas.

Enfin, concernant la prévision immédiate des précipitations, nous avons pu montrer qu'il était envisageable, à partir de la mesure Doppler, de diagnostiquer le cycle de vie des cellules. Nous avons notamment montré qu'il est possible d'intégrer les équations de la dynamique directement aux méthodes de prévisions à courtes échéances et ainsi de donner des contraintes physiques à ces méthodes. Enfin, nous avons souligné dans les problématiques scientifiques que l'initiation et la dissipation des cellules de pluie restaient mal pris en compte dans ces méthodes. Notre approche donne des pistes permettant de tenir compte de ces processus.

Perspectives

Nous allons à présent présenter les perspectives de ce travail. Tout d'abord, les méthodes développées pour l'étude de la variabilité spatio-temporelle de la pluie pourront être mises en œuvre pour analyser les données du réseau ARAMIS. Nous

pourrons par exemple analyser la variabilité régionale des caractéristiques des précipitations. De plus, il sera intéressant d'analyser des échelles spatiales plus étendues que celles considérées avec le radar Hydrix.

Une première étude (déjà en cours) et exploitant ce réseau concerne la détection d'oscillations au moyen d'ondelettes 2D (espace-espace ou espace-temps) (Fig.6.9). Cet outil innovant pourrait nous permettre d'identifier des signatures d'onde de gravité ou de processus tels que l'instabilité symétrique conditionnelle (Lemaître et al., 2001).

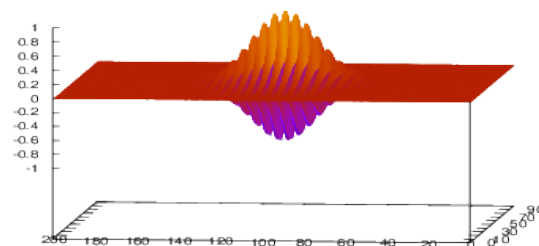


FIGURE 6.9 : Ondelette 2D de Morlet

Une autre perspective intéressante est liée au développement d'un algorithme de suivi des cellules de pluie afin de renseigner le cycle de vie de ces cellules. Pour cela, nous sommes en train d'adapter un algorithme conçu initialement pour le suivi du déplacement de véhicules par vidéo-surveillance (Fig. 6.10).

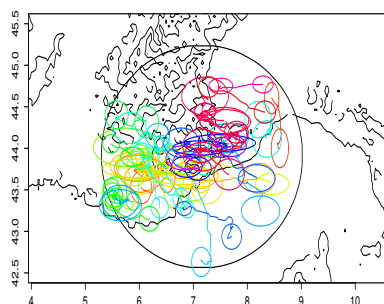


FIGURE 6.10 : Exemple de suivi des cellules convectives. Les ellipses correspondent aux cellules suivies au début et à la fin de leur cycle de vie, la taille des ellipses est proportionnelle à la taille des cellules. Les lignes entre deux ellipses correspondent aux déplacements des cellules

Cet algorithme repose sur la détection des contours de manière à identifier les cellules de pluie et sur l'utilisation d'un filtre de Kalman afin d'inférer le déplacement et l'évolution en taille des cellules. Un tel algorithme permet de suivre les cellules pendant l'ensemble de leur cycle de vie et ainsi d'identifier par exemple le moment où elles atteignent leur maximum d'intensité et commencent leur décroissance. De plus, il serait possible de combiner cette analyse avec les sorties d'un modèle pour caractériser les processus le long du trajet de la cellule de pluie.

Enfin, au fur et à mesure que la base de données du radar Hydrix s'enrichira, il sera intéressant d'identifier de possibles tendances climatiques sur les précipitations. En particulier, nous pourrons chercher à identifier l'évolution des extrêmes de pluie pour déterminer si leur occurrence et leur intensité augmente comme le prévoient les modèles climatiques. Il sera également intéressant de voir si la distribution de ces extrêmes évolue avec le temps.

En ce qui concerne les propriétés d'échelle, il sera intéressant d'appliquer la méthode développée dans ce travail sur les données du réseau radar français. En effet, cela permettra d'explorer des échelles spatiales jamais considérées jusqu'à présent. En particulier, nous pourrons étudier les propriétés fractales correspondant à l'échelle synoptique. Il sera d'ailleurs intéressant de déterminer si le rapport entre les pentes spectrales temporelles et spatiales est toujours égale à 1 à ces grandes échelles. De plus, on pourra appliquer le formalisme multifractal à la fois aux données du radar Hydrix mais aussi à celle du réseau ARAMIS. Ce formalisme permettra d'obtenir des paramètres permettant de décrire les caractéristiques statistiques de la pluie comme l'ont montré Nykanen (2008), Nykanen et Harris (2003), Purdy

et al. (2001). Il sera donc intéressant de voir comment les phénomènes à l'origine des précipitations influencent ces paramètres ce qui permettra de mieux comprendre l'influence des processus sous-jacents sur les propriétés d'échelle de la pluie. A plus longue échéance, les résultats présentés dans cette thèse ouvrent des perspectives pour le développement de méthodes de descente d'échelles en montrant par exemple qu'il est nécessaire de considérer plusieurs gammes d'échelle distinctes pour descendre en échelle (des travaux menés dans ce sens et réalisés par Sébastien Verrier sont en cours). Nos résultats pourraient également être utilisées pour répondre aux questions de représentativité des mesures. Par exemple, nous avons déjà souligné la difficulté de calibration des lames d'eau radar avec les pluviomètres car les échelles d'échantillonnage sont très différentes. Il serait ainsi possible d'utiliser les relations d'échelle pour tenter de résoudre ce problème.

En ce qui concerne les processus, il est possible d'envisager de nombreuses analyses. Par exemple, dans le cadre de la campagne HyMeX plusieurs événements de précipitations très intenses ont été échantillonnés par différents instruments de mesure ainsi que par le radar Hydrix. Il sera, par conséquent, particulièrement intéressant de combiner les informations de ces différents instruments pour analyser ces cas de pluie intenses. En particulier, nous pourrions utiliser des outils de diagnostic innovants tels le vecteur \vec{J} (voir *Lemaître et Besson; Schär, 1993*) qui permet de déterminer les zones de création ou de destruction du tourbillon potentiel et ainsi de mieux comprendre les processus mis en œuvre. Les simulations du modèle WRF utilisées dans cette thèse peuvent également apporter de nombreuses informations complémentaires sur le comportement des événements pluvieux sur la région. Il est par exemple intéressant de poursuivre la recherche de corrélations entre les variables météorologiques et la pluie sur le plus long terme. Enfin, il sera tout à fait possible d'effectuer une analyse de processus similaire à celle effectuée sur l'Eurorégion Alpes-Méditerranée pour l'ensemble du territoire français. Il sera alors intéressant d'identifier quels sont les processus les plus favorables à la pluie suivant les régions.

En ce qui concerne la méthode de prévision du cycle de vie des précipitations, il sera en premier lieu intéressant de l'appliquer à d'autres simulations. Par exemple, nous pourrions tester la méthode sur des simulations d'orages multicellulaires pour lesquels le cisaillement joue un rôle très important. De plus, il faudra paramétrer les termes liés à la flottabilité en fonction de la vitesse verticale pour mieux prévoir la naissance et l'amplification des cellules convectives (voir à ce propos *Lagouvardos et al. (1993)*). Par ailleurs, pour appliquer la méthode de prévision aux données radar, il sera nécessaire de restituer le vent en trois dimensions. Nous avons déjà évoqué cet aspect dans la conclusion du chapitre 6 en proposant d'utiliser une approche variationnelle qui permettra de tenir compte du repliement du vent (*Gao et al., 2006*). Il sera ensuite probablement avantageux de coupler cette méthode à d'autres méthodes de prévision à très court terme afin d'améliorer la prévision. Nous pourrions par exemple coupler la méthode de *tracking* discutée précédemment avec la méthode de prévision ou encore utiliser les données de déplacement moyen calculées par le radar Hydrix des précipitations pour contraindre les prévisions.

C'est sur cette dernière perspective que s'achève ce travail de thèse intitulé : "Variabilité spatio-temporelle des précipitations dans l'Eurorégion Alpes-Méditerranée" qui je l'espère vous aura intéressé.

Bibliographie

- Adler, R. F.** et al., The Version-2 Global Precipitation Climatology Project (GPCP) Monthly Precipitation Analysis (1979 Present), *Journal of Hydrometeorology*, *4*, 1147, doi :10.1175/1525-7541(2003)004, 2003.
- Aguiar-Contraria, L.** et M. J. Soares, The Continuous Wavelet Transform : A Primer, 2011.
- Alfieri, L.** , P. J. Smith, J. Thielen-Del Pozo et K. J. Beven, A staggered approach to flash flood forecasting - case study in the Cévennes region, *Advances in Geosciences*, *29*, 13–20, doi :10.5194/adgeo-29-13-2011, 2011.
- Alpert, P.** et al., The paradoxical increase of Mediterranean extreme daily rainfall in spite of decrease in total values, *Geophysical Research Letters*, *29*(11), 1536, doi : 10.1029/2001GL013554, 2002.
- Atkinson, B.** , *Meso-scale atmospheric circulations*, London : Academic Press, 1981.
- Austin, P. M.** et R. A. Houze, Jr., Analysis of the Structure of Precipitation Patterns in New England., *Journal of Applied Meteorology*, *11*, 926–935, doi :10.1175/1520-0450(1972)011<0926 :AOTSOP>2.0.CO ;2, 1972.
- Barros, A. P.** , G. Kim, E. Williams et S. W. Nesbitt, Probing orographic controls in the Himalayas during the monsoon using satellite imagery, *Natural Hazards and Earth System Sciences*, *4*, 29–51, 2004.
- Berne, A.** , G. Delrieu, J.-D. Creutin et C. Obled, Temporal and spatial resolution of rainfall measurements required for urban hydrology, *Journal of Hydrology*, *299*, 166–179, doi :10.1016/j.jhydrol.2004.08.002, 2004.
- Berne, A.** , G. Delrieu et B. Boudevillain, Variability of the spatial structure of intense Mediterranean precipitation, *Advances in Water Resources*, *32*, 1031–1042, 2009.
- Besson, L.** , C. Boudjabi, O. Caumont et J. Parent Du Chatelet, Links Between Weather Phenomena and Characteristics of Refractivity Measured by Precipitation Radar, *Boundary-Layer Meteorology*, *143*, 77–95, doi :10.1007/s10546-011-9656-7, 2012.
- Biaou, A.** , De la méso-échelle à la micro-échelle : désagrégation spatio-temporelle multifractale des précipitations., Thèse de doctorat, ENSMP, 2004.
- Boudevillain, B.** et al., Projet Cyprim, partie I : Cyclogenèses et précipitations intenses en région méditerranéenne : origines et caractéristiques, *La Météorologie*, *66*, 18–28, doi :10.4267/2042/28828, 2009.

- Bougeault, P.** , P. Binder, A. Buzzi, R. Dirks, R. Houze, J. Kuettner, R. B. Smith, R. Steinacker et H. Volkert, The MAP Special Observing Period., *Bulletin of the American Meteorological Society*, 82, 433–462, doi :10.1175/1520-0477(2001)082<0433 :TM-SOP>2.3.CO ;2, 2001.
- Bresson, E.** , V. Ducrocq, O. Nuissier, D. Ricard et C. de Saint-Aubin, Idealized numerical simulations of quasi-stationary convective systems over the Northwestern Mediterranean complex terrain, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 138, 1751–1763, doi :10.1002/qj.1911, 2012.
- Bresson, R.** , D. Ricard et V. Ducrocq, Idealized mesoscale numerical study of Mediterranean heavy precipitating convective systems, *Meteorology and Atmospheric Physics*, 103, 45–55, doi :10.1007/s00703-008-0338-z, 2009.
- Browning, K. A.** et R. Wexler, The Determination of Kinematic Properties of a Wind Field Using Doppler Radar., *Journal of Applied Meteorology*, 7, 105–113, doi :10.1175/1520-0450(1968)007<0105 :TDOKPO>2.0.CO ;2, 1968.
- Chandrasekar, V.** , V. N. Bringi, N. Balakrishnan et D. S. Zrnić, Error Structure of Multiparameter Radar and Surface Measurements of Rainfall. Part III : Specific Differential Phase, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 7, 621–629, doi :10.1175/1520-0426(1990)007<0621 :ESOMRA>2.0.CO ;2, 1990.
- Corrsin, S.** , On the Spectrum of Isotropic Temperature Fluctuations in an Isotropic Turbulence, *Journal of Applied Physics*, 22, 469–473, doi :10.1063/1.1699986, 1951.
- Cox, I. J.** et S. L. Hingorani, An efficient implementation of Reid’s multiple hypothesis tracking algorithm and its evaluation for the purpose of visual tracking, *Pattern Analysis and Machine Intelligence, IEEE Transactions on*, 18(2), 138–150, 1996.
- Crane, R. K.** , Space-time structure of rain rate fields, *Journal of Geophysical Research*, 95, 2011–2020, doi :10.1029/JD095iD03p02011, 1990.
- Creutin, J. D.** et C. Obled, Objective Analyses and Mapping Techniques for Rainfall Fields : An Objective Comparison, *Water Resources Research*, 18, 413–431, doi :10.1029/WR018i002p00413, 1982.
- de Michele, C.** et P. Bernardara, Spectral analysis and modeling of space-time rainfall fields, *Atmospheric Research*, 77, 124–136, doi :10.1016/j.atmosres.2004.10.031, 2005.
- de Montera, L.** , L. Barthès, C. Mallet et P. Golé, The Effect of Rain-No Rain Intermittency on the Estimation of the Universal Multifractals Model Parameters, *Journal of Hydrometeorology*, 10, 493, doi :10.1175/2008JHM1040.1, 2009.
- de Montera, L.** , S. Verrier, C. Mallet et L. Barthès, A passive scalar-like model for rain applicable up to storm scale, *Atmospheric Research*, 98, 140–147, 2010.
- de Montera, L.** , M. Jouini, S. Verrier, S. Thiria et M. Crepon, Multifractal analysis of oceanic chlorophyll maps remotely sensed from space, *Ocean Science*, 7, 219–229, doi :10.5194/os-7-219-2011, 2011.
- Dee, D. P.** et al., The ERA-Interim reanalysis : configuration and performance of the data assimilation system, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137, 553–597, doi :10.1002/qj.828, 2011.

- Deidda, R.** , Multifractal analysis and simulation of rainfall fields in space, *Physics and Chemistry of the Earth B*, *24*, 73–78, doi :10.1016/S1464-1909(98)00014-8, 1999.
- Deidda, R.** , Rainfall downscaling in a space-time multifractal framework, *Water Resources Research*, *36*, 1779–1794, doi :10.1029/2000WR900038, 2000.
- Delmas, R.** , G. Mégie et V.-H. Peuch, *Physique et chimie de l'atmosphère*, vol. 608, Belin, 2005.
- Delrieu, G.** et al., The Catastrophic Flash-Flood Event of 8 9 September 2002 in the Gard Region, France : A First Case Study for the Cévennes Vivarais Mediterranean Hydrometeorological Observatory, *Journal of Hydrometeorology*, *6*, 34, doi :10.1175/JHM-400.1, 2005.
- Diss, S.** , J. Testud, J. Lavabre, P. Ribstein, E. Moreau et J. Parent du Chatelet, Ability of a dual polarized X-band radar to estimate rainfall, *Advances in Water Resources*, *32*, 975–985, 2009.
- Dixon, M.** et G. Wiener, TITAN : Thunderstorm Identification, Tracking, Analysis, and Nowcasting A Radar-based Methodology, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, *10*, 785, doi :10.1175/1520-0426(1993)010<0785 :TTITAA>2.0.CO ;2, 1993.
- Drobinski, P.** et al., HyMeX, a 10-year multidisciplinary program on the Mediterranean water cycle, *Bulletin of the American Meteorological Society*, *5*(24).
- Drobinski, P.** et al., Hymex White Book, 2008.
- Ducrocq, V.** , O. Nuissier, D. Ricard, C. Lebeau-pin et T. Thouvenin, A numerical study of three catastrophic precipitating events over southern France. II : Mesoscale triggering and stationarity factors, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *134*, 131–145, doi :10.1002/qj.199, 2008.
- Ducrocq, V.** et al., HyMeX-SOP1, the field campaign dedicated to heavy precipitation and flash flooding in the northwestern Mediterranean, *Bulletin of the American Meteorological Society*, (11), 1–59, 2013.
- Duffourg, F.** , Sources et transports d'humidité pour les évènements de pluies intenses en région méditerranéenne : caractérisation et assimilation à mésoéchelle de radiances satellitaires infrarouges, Thèse de doctorat, Université Paul Sabatier-Toulouse III, 2010.
- Duffourg, F.** et V. Ducrocq, Origin of the moisture feeding the Heavy Precipitating Systems over Southeastern France, *Natural Hazards and Earth System Sciences*, *11*, 1163–1178, doi :10.5194/nhess-11-1163-2011, 2011.
- Emmanuel, I.** , H. Andrieu et P. Tabary, Evaluation of the new French operational weather radar product for the field of urban hydrology, *Atmospheric Research*, *103*, 20–32, doi :10.1016/j.atmosres.2011.06.018, 2012.
- Fabry, F.** , On the determination of scale ranges for precipitation fields, *Journal of Geophysical Research*, *101*, 12,819–12,826, doi :10.1029/96JD00718, 1996.
- Fabry, F.** , Meteorological Value of Ground Target Measurements by Radar, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, *21*, 560, doi :10.1175/1520-0426(2004)021<0560 :MVOGTM>2.0.CO ;2, 2004.

- Fabry, F.** , C. Frush, I. Zawadzki et A. Kilambi, On the Extraction of Near-Surface Index of Refraction Using Radar Phase Measurements from Ground Targets, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 14, 978, doi :10.1175/1520-0426(1997)014<0978 :OTEONS>2.0.CO ;2, 1997.
- Fioleau, T.** et R. Roca, A new approach to the detection and tracking of mesoscale convective systems in the tropics, dans *Proceedings of the 2009 EUMETSAT Meteorological Satellite Conference*, p. 55, Eumetsat, 2009.
- Fowler, H. J.** , M. Ekström, S. Blenkinsop et A. P. Smith, Estimating change in extreme European precipitation using a multimodel ensemble, *Journal of Geophysical Research (Atmospheres)*, 112(11), D18104, doi :10.1029/2007JD008619, 2007.
- Fraedrich, K.** et C. Larnder, Scaling regimes of composite rainfall time series, *Tellus A*, 45(4), 289–298, 1993.
- Frei, C.** et C. Schär, A precipitation climatology of the Alps from high-resolution rain-gauge observations, *International Journal of Climatology*, 18, 873–900, doi : 10.1002/(SICI)1097-0088(19980630)18 :8<873 : :AID-JOC255>3.0.CO ;2-9, 1998.
- French, M.** , Rainfall forecasting in space and time using a neural network, *Journal of Hydrology*, 137, 1–31, doi :10.1016/0022-1694(92)90046-X, 1992.
- Fukutomi, Y.** , K. Masuda et T. Yasunari, Spatiotemporal structures of the intraseasonal oscillations of precipitation over northern Eurasia during summer, *International Journal of Climatology*, 32, 710–726, doi :10.1002/joc.2293, 2012.
- Funatsu, B. M.** , C. Claud et J.-P. Chaboureau, A 6-year AMSU-based climatology of upper-level troughs and associated precipitation distribution in the Mediterranean region, *Journal of Geophysical Research (Atmospheres)*, 113, D15120, doi : 10.1029/2008JD009918, 2008.
- Funatsu, B. M.** , C. Claud et J.-P. Chaboureau, Comparison between the Large-Scale Environments of Moderate and Intense Precipitating Systems in the Mediterranean Region, *Monthly Weather Review*, 137, 3933, doi :10.1175/2009MWR2922.1, 2009.
- Gage, K. S.** et G. D. Nastrom, Theoretical Interpretation of Atmospheric Wavenumber Spectra of Wind and Temperature Observed by Commercial Aircraft During GASP., *Journal of Atmospheric Sciences*, 43, 729–740, doi :10.1175/1520-0469(1986)043<0729 :TIOAWS>2.0.CO ;2, 1986.
- Gao, J.** , M. Xue, A. Shapiro et K. K. Droegemeier, A Variational Method for the Analysis of Three-Dimensional Wind Fields from Two Doppler Radars, *Monthly Weather Review*, 127, 2128, doi :10.1175/1520-0493(1999)127<2128 :AVMFTA>2.0.CO ;2, 1999.
- Gao, J.** , M. Xue, K. Brewster et K. K. Droegemeier, A Three-Dimensional Variational Data Analysis Method with Recursive Filter for Doppler Radars, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 21, 457, doi :10.1175/1520-0426(2004)021<0457 :ATV-DAM>2.0.CO ;2, 2004.
- Gao, J.** , M. Xue, S.-Y. Lee, A. Shapiro, Q. Xu et K. K. Droegemeier, A three-dimensional variational single-Doppler velocity retrieval method with simple conservation equation constraint, *Meteorology and Atmospheric Physics*, 94, 11–26, doi :10.1007/s00703-005-0170-7, 2006.

- Georgis, J.** , F. Roux et P. Hildebrand, Observation of precipitating systems over complex orography with meteorological doppler radars : A feasibility study, *Meteorology and Atmospheric Physics*, 72(2-4), 185–202, 2000.
- Georgis, J.-f.** , F. Roux, M. Chong et S. Pradier, Triple-doppler radar analysis of the heavy rain event observed in the lago maggiore region during map iop 2b, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 129(588), 495–522, 2003.
- Germann, U.** et I. Zawadzki, Scale-Dependence of the Predictability of Precipitation from Continental Radar Images. Part I : Description of the Methodology, *Monthly Weather Review*, 130, 2859, doi :10.1175/1520-0493(2002)130<2859 :SDOTPO>2.0.CO ;2, 2002.
- Ghil, M.** , D. Kondrashov, F. Lott et R. A.W., Intraseasonal Oscillations in the Mid-Latitudes : Observations, Theory and GCM Results, dans *Proceedings of the ECMWF/CLIVAR Workshop on Simulation and Prediction of Intra-Seasonal Variability*, 2003.
- Giorgi, F.** , Climate change hot-spots, *Geophysical Research Letter*, , 33, L08707, doi : 10.1029/2006GL025734, 2006.
- Gires, A.** , I. Tchiguirinskaia, D. Schertzer et S. Lovejoy, Analyses multifractales et spatio-temporelles des précipitations du modèle Méso-NH et des données radar, *Hydrological Sciences Journal-Journal Des Sciences Hydrologiques*, 56, 380–396, doi : 10.1080/02626667.2011.564174, 2011.
- Gires, A.** , C. Onof, C. Maksimovic, D. Schertzer, I. Tchiguirinskaia et N. Simoes, Quantifying the impact of small scale unmeasured rainfall variability on urban runoff through multifractal downscaling : A case study, *Journal of Hydrology*, 442, 117–128, doi :10.1016/j.jhydrol.2012.04.005, 2012.
- Gladich, I.** , I. Gallai, D. B. Giaiotti et F. Stel, On the diurnal cycle of deep moist convection in the southern side of the Alps analysed through cloud-to-ground lightning activity, *Atmospheric Research*, 100, 371–376, 2011.
- Goddard, J. W. F.** , S. M. Cherry et V. N. Bringi, Comparison of Dual-Polarization Radar Measurements of Rain with Ground-Based Disdrometer Measurements., *Journal of Applied Meteorology*, 21, 252–256, doi :10.1175/1520-0450(1982)021<0252 :COD-PRM>2.0.CO ;2, 1982.
- Golding, B. W.** , Nimrod : A system for generating automated very short range forecasts, *Meteorological Applications*, 5, 1–16, 1998.
- Gorgucci, E.** , V. Chandrasekar et G. Scarchilli, Radar and Surface Measurement of Rainfall during CaPE : 26 July 1991 Case Study., *Journal of Applied Meteorology*, 34, 1570–1577, doi :10.1175/1520-0450-34.7.1570, 1995.
- Gorgucci, E.** , G. Scarchilli et V. Chandrasekar, A technique to obtain a multiparameter radar rainfall algorithm using the probability matching procedure, *Nuovo Cimento C Geophysics Space Physics C*, 20, 147, 1997.
- Gorgucci, E.** , R. Bechini, L. Baldini, R. Cremonini et V. Chandrasekar, The Influence of Antenna Radome on Weather Radar Calibration and Its Real-Time Assessment, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 30, 676–689, doi :10.1175/JTECH-D-12-00071.1, 2013.

- Han, L.** , S. Fu, L. Zhao, Y. Zheng, H. Wang et Y. Lin, 3D Convective Storm Identification, Tracking, and Forecasting An Enhanced TITAN Algorithm, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, *26*, 719, doi :10.1175/2008JTECHA1084.1, 2009.
- Handwerker, J.** , Cell tracking with trace3d—a new algorithm, *Atmospheric Research*, *61*(1), 15–34, 2002.
- Harris, D.** , M. Menabde, A. Seed et G. Austin, Multifractal characterization of rain fields with a strong orographic influence, *Journal of Geophysical Research*, , *101*, 26,405–26,414, doi :10.1029/96JD01656, 1996.
- Henry, S. G.** , Analysis of thunderstorm lifetime as a function of size and intensity, dans *Preprints, 26th Conf. on Radar Meteorology, Norman, OK, Amer. Meteor. Soc.*, pp. 138–140, 1993.
- Hering, A.** , C. Morel, G. Galli, S. S en esi, P. Ambrosetti et M. Boscacci, Nowcasting thunderstorms in the alpine region using a radar based adaptive thresholding scheme, dans *Proceedings of ERAD*, vol. 1, 2004.
- Hilst, G. R.** et J. A. Russo, *An objective extrapolation technique for semi-conservative fields with an application to radar patterns*, Travelers Insurance Companies, 1960.
- Hobbs, P. V.** , Organization and Structure of Clouds and Precipitation on the Mesoscale and Microscale in Cyclonic Storms (Paper 8R0764), *Reviews of Geophysics and Space Physics*, *16*, 741, doi :10.1029/RG016i004p00741, 1978.
- Hoinka, K. P.** et H. C. Davies, Upper-tropospheric flow features and the Alps : An overview, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *133*, 847–865, doi : 10.1002/qj.69, 2007.
- Holt, M. A.** , P. J. Hardaker et G. P. McLelland, A lightning climatology for Europe and the UK, 1990-99, *Weather*, *56*, 290–296, doi :10.1002/j.1477-8696.2001.tb06598.x, 2001.
- Holton, J.** , *An introduction to Dynamic Meteorology*, Academic Press, Inc, 1992.
- Hongping, L.** , S. Yang, L. Biling et Z. Wenhai, An automatic tracking and recognition algorithm for thunderstorm cloud-cluster (tracer), dans *Preprint on the 24th Conference on Severe Local Storms. AMS*, 2008.
- Hoskins, B. J.** et K. I. Hodges, New Perspectives on the Northern Hemisphere Winter Storm Tracks., *Journal of Atmospheric Sciences*, *59*, 1041–1061, doi :10.1175/1520-0469(2002)059<1041 :NPOTNH>2.0.CO ;2, 2002.
- Isotta, F. A.** et al., The climate of daily precipitation in the Alps : development and analysis of a high-resolution grid dataset from pan-Alpine rain-gauge data, *International Journal of Climatology*, doi :10.1002/joc.3794, 2013.
- Jaffrain, J.** , A. Studzinski et A. Berne, A network of disdrometers to quantify the small-scale variability of the raindrop size distribution, *Water Resources Research*, *47*, W00H06, doi :10.1029/2010WR009872, 2011.
- Jameson, A. R.** , A comparison of microwave techniques for measuring rainfall, *Journal of Applied Meteorology*, *30*, 32–54, doi :10.1175/1520-0450(1991)030<0032 :ACOMTF>2.0.CO ;2, 1991.

- Johnson, J. T.** , P. L. Mackeen, A. Witt, E. D. Mitchell, G. J. Stumpf, M. D. Eilts et K. W. Thomas, The Storm Cell Identification and Tracking Algorithm : An Enhanced WSR-88D Algorithm, *Weather and Forecasting*, 13, 263–276, doi :10.1175/1520-0434(1998)013<0263 :TSCIAT>2.0.CO ;2, 1998.
- Joly, B.** , O. Nuissier, V. Ducrocq et A. Joly, Mediterranean synoptic-scale ingredients involved in heavy precipitations events triggering over southern france : a clustering approach, dans *proceeding of ICAM, International conference on alpine meteorology. Chambery, France*, 2007.
- Joly, D.** , Variation Spatiale des Facteurs qui expliquent le volume des précipitations en France : Analyse à échelle locale, dans *Journées de Climatologie Lyon*, vol. D, 2011.
- Juvanon du Vachat, R.** , Panorama de la prévision numérique à échelle fine ou à domaine limité, *Météorologie*, (6), 31–47, 1994.
- Kabeche, F.** , Développement d’une méthode de détection de la turbulence atmosphérique par radar aéroporté en bande x, Thèse de doctorat, Université de Versailles Saint-Quentin-en-Yvelines, 2009.
- Karagiannidis, A. F.** , A. A. Bloutsos, P. Maheras et C. Sachsamanooglou, Some statistical characteristics of precipitation in Europe, *Theoretical and Applied Climatology*, 91, 193–204, doi :10.1007/s00704-007-0303-7, 2008.
- Keenan, T.** , D. Zrnica, L. Carey, P. May et S. Rutledge, Sensitivity of c-band polarimetric variables to propagation and backscatter effects in rain, dans *Conference on Radar Meteorology, 28 th, Austin, TX*, p. 1997, 1997.
- Kirstetter, P.-E.** , G. Delrieu, B. Boudevillain et C. Obled, Toward an error model for radar quantitative precipitation estimation in the Cévennes-Vivarais region, France, *Journal of Hydrology*, 394, 28–41, doi :10.1016/j.jhydrol.2010.01.009, 2010.
- Klemp, J. B.** , Dynamics of tornadic thunderstorms, *Annual Review of Fluid Mechanics*, 19, 369–402, doi :10.1146/annurev.fl.19.010187.002101, 1987.
- Kober, K.** et A. Tafferner, Tracking and nowcasting of convective cells using remote sensing data from radar and satellite, *Meteorologische Zeitschrift*, 18, 75–84, doi : 10.1127/0941-2948/2009/359, 2009.
- Kolmogorov, A.** , The Local Structure of Turbulence in Incompressible Viscous Fluid for Very Large Reynolds’ Numbers, *Akademiia Nauk SSSR Doklady*, 30, 301–305, 1941.
- Kolmogorov, A. N.** , A refinement of previous hypotheses concerning the local structure of turbulence in a viscous incompressible fluid at high Reynolds number, *Journal of Fluid Mechanics*, 13, 82–85, doi :10.1017/S0022112062000518, 1962.
- Köppen, W.** , Das geographische System der Klimate, dans *Köppen and Geiger Eds, Handbuch der Klimatologie 3.*, Gebrueder Borntraeger, Berlin, 1936.
- Kyznarová, H.** et P. Novák, Celltrack – convective cell tracking algorithm and its use for deriving life cycle characteristics, *Atmospheric Research*, 93(1-3), 317 – 327, doi :DOI : 10.1016/j.atmosres.2008.09.019, 2009.
- Lagouvardos, K.** , Dynamique des systèmes précipitants observés lors de l’expérience fronts87, Thèse de doctorat, Université Pierre et Marie Curie, 1992.

- Lagouvardos, K.** , Y. Lemaitre et G. Scialom, Importance of diabatic processes on ageostrophic circulations observed during the FRONTS 87 experiment, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *119*, 1321–1345, doi :10.1002/qj.49711951405, 1993.
- Lana, X.** , M. D. Martínez, C. Serra et A. Burgueño, Spatial and temporal variability of the daily rainfall regime in Catalonia (northeastern Spain), 1950-2000, *International Journal of Climatology*, *24*, 613–641, doi :10.1002/joc.1020, 2004.
- Landin, M. G.** et L. F. Bosart, The Diurnal Variation of Precipitation in California and Nevada, *Monthly Weather Review*, *117*, 1801, doi :10.1175/1520-0493(1989)117<1801 :TDVOPI>2.0.CO ;2, 1989.
- Laubier, L.** , Mediterranean sea and humans : Improving a conflictual partnership, dans *The Mediterranean Sea*, pp. 3–27, Springer, 2005.
- Le Bouar, E.** , J. Testud et T. D. Keenan, Validation of the Rain Profiling Algorithm “ZPHI” from the C-Band Polarimetric Weather Radar in Darwin, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, *18*, 1819, doi :10.1175/1520-0426(2001)018<1819 :VOTRPA>2.0.CO ;2, 2001.
- Le Bouar, E.** , E. Moreau et J. Testud, The rain accumulation product from the X-band polarimetric radar HYDRIX, WRaH (Weather Radar and Hydrology), 2008.
- Lebel, T.** , G. Bastin, C. Obled et J. D. Creutin, On the Accuracy of Areal Rainfall Estimation : A Case Study, *Water Resources Research*, *23*, 2123–2134, doi : 10.1029/WR023i011p02123, 1987.
- Lemaître, Y.** , G. Scialom et A. Protat, Conditional symmetric instability, frontogenetic forcing and rain-band organization, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, pp. 2599–2634, 2001.
- Lemaître, Y.** et L. Besson, African Squall lines , Easterly waves (à soumettre).
- Li, L.** , W. Schmid et J. Joss, Nowcasting of Motion and Growth of Precipitation with Radar over a Complex Orography., *Journal of Applied Meteorology*, *34*, 1286–1300, doi : 10.1175/1520-0450(1995)034<1286 :NOMAGO>2.0.CO ;2, 1995.
- Lin, C.** , S. Vasić, A. Kilambi, B. Turner et I. Zawadzki, Precipitation forecast skill of numerical weather prediction models and radar nowcasts, *Geophysical Research Letter*, *32*, L14801, doi :10.1029/2005GL023451, 2005.
- Lovejoy, S.** et D. Schertzer, Turbulence, raindrops and the $l^{1/2}$ number density law, *New Journal of Physics*, *10*(7), 075,017, doi :10.1088/1367-2630/10/7/075017, 2008.
- Lovejoy, S.** et D. Schertzer, Towards a new synthesis for atmospheric dynamics : Space-time cascades, *Atmospheric Research*, *96*, 1–52, 2010.
- Malardel, S.** , *Fondamentaux de météorologie*, Editions Cépaduès, 2005.
- Mandapaka, P. V.** , P. Lewandowski, W. E. Eichinger et W. F. Krajewski, Multiscaling analysis of high resolution space-time lidar-rainfall, *Nonlinear Processes in Geophysics*, *16*, 579–586, 2009.
- Mandapaka, P. V.** , U. Germann et L. Panziera, Diurnal cycle of precipitation over complex Alpine orography : inferences from high-resolution radar observations, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, doi :10.1002/qj.2013, 2012a.

- Mandapaka, P. V.** , U. Germann, L. Panziera et A. Hering, Can Lagrangian Extrapolation of Radar Fields Be Used for Precipitation Nowcasting over Complex Alpine Orography?, *Weather and Forecasting*, *27*, 28–49, doi :10.1175/WAF-D-11-00050.1, 2012b.
- Mariotti, A.** , M. Vittoria Struglia, N. Zeng et K.-M. Lau, The Hydrological Cycle in the Mediterranean Region and Implications for the Water Budget of the Mediterranean Sea., *Journal of Climate*, *15*, 1674–1690, doi :10.1175/1520-0442(2002)015<1674 :THCITM>2.0.CO ;2, 2002a.
- Mariotti, A.** , N. Zeng et K.-M. Lau, Euro-Mediterranean rainfall and ENSO-a seasonally varying relationship, *Geophysical Research Letter*, *29*, 1621, doi :10.1029/2001GL014248, 2002b.
- Marsan, D.** , D. Schertzer et S. Lovejoy, Causal space-time multifractal processes : Predictability and forecasting of rain fields, *Journal of Geophysical Research*, , *101*, 26,333–26,346, doi :10.1029/96JD01840, 1996.
- Martínez, C.** , J. Campins, A. Jansü, A. Genovés et al., Heavy rain events in the western mediterranean : an atmospheric pattern classification, *Advances in Science and Research*, *2*, 61–64, 2008.
- Martius, O.** , E. Zenklusen, C. Schwierz et H. C. Davies, Episodes of alpine heavy precipitation with an overlying elongated stratospheric intrusion : a climatology, *International Journal of Climatology*, *26*, 1149–1164, doi :10.1002/joc.1295, 2006.
- Marty, R.** , I. Zin et C. Obled, Sensitivity of hydrological ensemble forecasts to different source and temporal resolutions of probabilistic quantitative precipitation forecasts : flash flood case studies in the Cévennes-Vivarais region (Southern France), *Hydrological Processes*, *27*, 33–44, doi :10.1002/hyp.9543, 2013.
- Marzoug, M.** et P. Amayenc, Improved range-profiling algorithm of rainfall rate from a spaceborne radar with path-integrated attenuation constraint, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, *29*, 584–592, doi :10.1109/36.135820, 1991.
- Marzoug, M.** et P. Amayenc, A Class of Single- and Dual-Frequency Algorithms for Rain-Rate Profiling from a Spaceborne Radar. Part I : Principle and Tests from Numerical Simulations, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, *11*, 1480, doi : 10.1175/1520-0426(1994)011<1480 :ACOSAD>2.0.CO ;2, 1994.
- Massacand, A. C.** , H. Wernli et H. C. Davies, Heavy precipitation on the alpine southside : An upper-level precursor, *Geophysical Research Letter*, , *25*, 1435–1438, doi : 10.1029/98GL50869, 1998.
- Matejka, T. J.** , R. A. Houze et P. V. Hobbs, Microphysics and dynamics of clouds associated with mesoscale rainbands in extratropical cyclones, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *106*, 29–56, doi :10.1002/qj.49710644704, 1980.
- Matthews, J.** et J. Trostel, An improved storm cell identification and tracking (scit) algorithm based on dbscan clustering and jpda tracking methods, dans *26th Conference on Interactive Information and Processing Systems*, 2010.
- McIlveen, R.** , *Fundamentals of weather and climate*, Chapman & Hall, 1992.
- Mehta, A. V.** et S. Yang, Precipitation climatology over Mediterranean Basin from ten years of TRMM measurements, *Advances in Geosciences*, *17*, 87–91, 2008.

- Menabde, M.** , A. Seed, D. Harris et G. Austin, Self-similar random fields and rainfall simulation, *Journal of Geophysical Research*, , 102, 13,509–13,516, doi : 10.1029/97JD00915, 1997.
- Mittermeier, R.** , P. Gil, M. Hoffman, J. Pilgrim, T. Brooks, C. Mittermeier, J. Lamoreux et G. Fonseca, Hotspots revisited : Earth's biologically richest and most endangered terrestrial ecoregions (cemex/agrupación sierra madre, mexico city, mexico), *Hotspots revisited : earth's biologically richest and most endangered terrestrial ecoregions. CEMEX & Agrupacion Sierra Madre, Mexico city*, 2004.
- Molinié, G.** , D. Ceresetti, S. Anquetin, J. D. Creutin et B. Boudevillain, Rainfall Regime of a Mountainous Mediterranean Region : Statistical Analysis at Short Time Steps, *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 51, 429–448, doi :10.1175/2011JAMC2691.1, 2012.
- Moreau, E.** , J. Testud et E. Le Bouar, Rainfall spatial variability observed by X-band weather radar and its implication for the accuracy of rainfall estimates, *Advances in Water Resources*, 32, 1011–1019, 2009.
- Morel, C.** , F. Orain et S. Senesi, Automated detection and characterization of MCS using the meteosat infrared channel, dans *Proc. Meteo. Satellite Data Users Conf*, pp. 213–220, 1997.
- Mueller, C.** , T. Saxen, R. Roberts, J. Wilson, T. Betancourt, S. Dettling, N. Oien et J. Yee, NCAR Auto-Nowcast System, *Weather and Forecasting*, 18, 545–561, doi : 10.1175/1520-0434(2003)018<0545 :NAS>2.0.CO ;2, 2003.
- Nastos, P.** , J. Kapsomenakis et K. Douvis, Analysis of precipitation extremes based on satellite and high-resolution gridded data set over mediterranean basin, *Atmospheric Research*, (0), –, 2013.
- Noel, T. M.** et A. Fleisher, The linear predictability of weather radar signals, *Tech. rep.*, DTIC Document, 1960.
- Norrant, C.** et A. Douguédroit, Monthly and daily precipitation trends in the Mediterranean (1950-2000), *Theoretical and Applied Climatology*, 83, 89–106, doi :10.1007/s00704-005-0163-y, 2006.
- Nuissier, O.** , V. Ducrocq, D. Ricard, C. Lebeaupin et S. Anquetin, A numerical study of three catastrophic precipitating events over southern France. I : Numerical framework and synoptic ingredients, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 134, 111–130, doi :10.1002/qj.200, 2008.
- Nuissier, O.** , B. Joly, A. Joly, V. Ducrocq et P. Arbogast, A statistical downscaling to identify the large-scale circulation patterns associated with heavy precipitation events over southern France, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137, 1812–1827, doi :10.1002/qj.866, 2011.
- Nykanen, D. K.** , Linkages between Orographic Forcing and the Scaling Properties of Convective Rainfall in Mountainous Regions, *Journal of Hydrometeorology*, 9, 327–347, doi :10.1175/2007JHM839.1, 2008.
- Nykanen, D. K.** et D. Harris, Orographic influences on the multiscale statistical properties of precipitation, *Journal of Geophysical Research (Atmospheres)*, 108, 8381, doi : 10.1029/2001JD001518, 2003.

- Obukhov, A.** , Structure of the temperature field in a turbulent flow, *Izv. Akad. Nauk S.S.S.R., Ser Geograf. Geofiz*, 13, 58–69, 1949.
- Oki, T.** et K. Musiake, Seasonal Change of the Diurnal Cycle of Precipitation over Japan and Malaysia., *Journal of Applied Meteorology*, 33, 1445–1463, doi :10.1175/1520-0450(1994)033<1445 :SCOTDC>2.0.CO ;2, 1994.
- Olsson, J.** , Limits and characteristics of the multifractal behaviour of a high-resolution rainfall time series, *Nonlinear Processes in Geophysics*, 2, 23–29, 1995.
- Olsson, J.** , Evaluation of a scaling cascade model for temporal rain- fall disaggregation, *Hydrology and Earth System Sciences*, 2, 19–30, 1998.
- Olsson, J.** , J. Niemczynowicz et R. Berndtsson, Fractal analysis of high-resolution rainfall time series, *Journal of Geophysical Research*, , 98, 23,265–23,274, doi : 10.1029/93JD02658, 1993.
- Olsson, J.** , V. P. Singh et K. Jinno, Effect of spatial averaging on temporal statistical and scaling properties of rainfall, *Journal of Geophysical Research*, 104, 19,117–19,126, doi :10.1029/1999JD900271, 1999.
- Orlanski, I.** , A rational subdivision of scales for atmospheric processes, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 56(5), 527–530, 1975.
- Over, T. M.** et V. K. Gupta, Statistical Analysis of Mesoscale Rainfall : Dependence of a Random Cascade Generator on Large-Scale Forcing., *Journal of Applied Meteorology*, 33, 1526–1542, doi :10.1175/1520-0450(1994)033<1526 :SAOMRD>2.0.CO ;2, 1994.
- Over, T. M.** et V. K. Gupta, A space-time theory of mesoscale rainfall using random cascades, *Journal of Geophysical Research*, , 101, 26,319–26,332, doi :10.1029/96JD02033, 1996.
- Panziera, L.** et U. Germann, The relation between airflow and orographic precipitation on the southern side of the Alps as revealed by weather radar, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 136, 222–238, doi :10.1002/qj.544, 2010.
- Panziera, L.** , U. Germann, M. Gabella et P. V. Mandapaka, NORA-Nowcasting of Orographic Rainfall by means of Analogues, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137, 2106–2123, doi :10.1002/qj.878, 2011.
- Parent du châtelet, J.** , Aramis, le réseau français de radars pour la surveillance des précipitations, 2003.
- Patrick, D.** et P. McCarthy, Improved thunderstorm detection, tracking and assessment products for environment canada radars, dans *24th Conference on Severe Local Storms*, 2008.
- Pecknold, S.** , S. Lovejoy et D. Schertzer, Stratified multifractal magnetization and surface geomagnetic fields-II. Multifractal analysis and simulations, *Geophysical Journal International*, 145, 127–144, doi :10.1111/j.1365-246X.2001.00345.x, 2001.
- Pedersen, L.** , N. E. Jensen, L. Engbo Christensen et H. Madsen, Quantification of the spatial variability of rainfall based on a dense network of rain gauges, *Atmospheric Research*, 95, 441–454, 2010.

- Perica, S.** et E. Foufoula-Georgiou, Linkage of Scaling and Thermodynamic Parameters of Rainfall : Results From Midlatitude Mesoscale Convective Systems, *Journal of Geophysical Research*, , 101, 7431–7448, doi :10.1029/95JD02372, 1996.
- Pettersen, S.** , *Weather Analysis and Forecasting*, vol. 1, McGraw-Hill Company, 1956.
- Philandras, C. M.** , P. T. Nastos, J. Kapsomenakis, K. C. Douvis, G. Tselioudis et C. S. Zerefos, Long term precipitation trends and variability within the mediterranean region, *Natural Hazards and Earth System Science*, 11(12), 3235–3250, doi :10.5194/nhess-11-3235-2011, 2011.
- Pierce, C. E.** , P. J. Hardaker, C. G. Collier et C. M. Haggett, GANDOLF : a system for generating automated nowcasts of convective precipitation, *Meteorological Applications*, 7, 341–360, 2000.
- Piervitali, E.** , M. Colacino et M. Conte, Rainfall over the Central-Western Mediterranean basin in the period 1951-1995. Part I : precipitation trends, *Nuovo Cimento C Geophysics Space Physics C*, 21, 331, 1998.
- Plaut, G.** et E. Simonnet, Large-scale circulation classification, weather regimes, and local climate over France, the Alps and Western Europe, *Climate Research*, 17, 303–324, 2001.
- Plaut, G.** , E. Schuepbach et M. Doctor, Heavy precipitation events over a few alpine sub-regions and the links with large-scale circulation, 1971-1995, *Climate Research*, 17(3), 285–302, 2001.
- Price, C.** , L. Stone, A. Huppert, B. Rajagopalan et P. Alpert, A possible link between El Niño and precipitation in Israel, *Geophys. Res. Lett.*, 25, 3963–3966, doi : 10.1029/1998GL900098, 1998.
- Protat, A.** , D. Bouniol, J. Delanoë, P. T. May, A. Plana-Fattori, A. Hasson, E. O’Connor, U. Görndorf et A. J. Heymsfield, Assessment of Cloudsat Reflectivity Measurements and Ice Cloud Properties Using Ground-Based and Airborne Cloud Radar Observations, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 26, 1717, doi : 10.1175/2009JTECHA1246.1, 2009.
- Pruppacher, H. R.** et K. V. Beard, A wind tunnel investigation of the internal circulation and shape of water drops falling at terminal velocity in air, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 96, 247–256, doi :10.1002/qj.49709640807, 1970.
- Purdy, J. C.** , D. Harris, G. L. Austin, A. W. Seed et W. Gray, A case study of orographic rainfall processes incorporating multiscaling characterization techniques, *Journal of Geophysical Research*, , 106, 7837–7846, doi :10.1029/2000JD900622, 2001.
- Rebora, N.** , L. Ferraris, J. von Hardenberg et A. Provenzale, Rainfall Downscaling by a Phase-Conserving, Nonlinearly-Transformed Autoregressive Model : Validation on Radar Precipitation Estimates, *AGU Spring Meeting Abstracts*, p. A2, 2004.
- Rebora, N.** , L. Ferraris, J. von Hardenberg et A. Provenzale, Rainfall downscaling and flood forecasting : a case study in the Mediterranean area, *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 6, 611–619, 2006.

- Ricard, D.** , V. Ducrocq et L. Auger, A Climatology of the Mesoscale Environment Associated with Heavily Precipitating Events over a Northwestern Mediterranean Area, *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, *51*, 468–488, doi :10.1175/JAMC-D-11-017.1, 2012.
- Ricard, D.** et al., Projet cyprim, partie ii. impact du changement climatique sur les événements de pluie intense du bassin méditerranéen, *Météorologie*, (67), 19–30, 2009.
- Riesco Martín, J.** , M. Mora García, F. de Pablo Dávila et L. Rivas Soriano, Severe rainfall events over the western Mediterranean Sea : A case study, *Atmospheric Research*, *127*, 47–63, doi :10.1016/j.atmosres.2013.03.001, 2013.
- Rigo, T.** , N. Pineda et J. Bech, Analysis of warm season thunderstorms using an object-oriented tracking method based on radar and total lightning data, *Natural Hazards and Earth System Sciences*, *10*, 1881–1893, doi :10.5194/nhess-10-1881-2010, 2010.
- Rinehart, R. E.** et E. T. Garvey, Three-dimensional storm motion detection by conventional weather radar, *Nature*, *273*, 287–289, doi :10.1038/273287a0, 1978.
- Romero, R.** , J. A. Guijarro, C. Ramis et S. Alonso, A 30-year (1964-1993) daily rainfall data base for the Spanish Mediterranean regions : first exploratory study, *International Journal of Climatology*, *18*, 541–560, doi :10.1002/(SICI)1097-0088(199804)18 :5<541 : :AID-JOC270>3.3.CO ;2-E, 1998.
- Rotunno, R.** et R. A. Houze, Lessons on orographic precipitation from the Mesoscale Alpine Programme, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *133*, 811–830, doi :10.1002/qj.67, 2007.
- Rotunno, R.** et J. B. Klemp, The Influence of the Shear-Induced Pressure Gradient on Thunderstorm Motion, *Monthly Weather Review*, *110*, 136, doi :10.1175/1520-0493(1982)110<0136 :TIOTSI>2.0.CO ;2, 1982.
- Rotunno, R.** , J. B. Klemp et M. L. Weisman, A Theory for Strong, Long-Lived Squall Lines., *Journal of Atmospheric Sciences*, *45*, 463–485, doi :10.1175/1520-0469(1988)045<0463 :ATFSSL>2.0.CO ;2, 1988.
- Sachidananda, M.** et D. S. Zrníć, Rain Rate Estimates from Differential Polarization Measurements, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, *4*, 588–598, doi : 10.1175/1520-0426(1987)004<0588 :RREFDP>2.0.CO ;2, 1987.
- Sánchez, E.** , C. Gallardo, M. Gaertner, A. Arribas et M. Castro, Future climate extreme events in the mediterranean simulated by a regional climate model : a first approach, *Global and Planetary Change*, *44*(1–4), 163 – 180, doi :http ://dx.doi.org/10.1016/j.gloplacha.2004.06.010, <ce :title>Extreme climatic events</ce :title>, 2004.
- Sanders, F.** et B. J. Hoskins, An Easy Method for Estimation of Q-Vectors from Weather Maps, *Weather and Forecasting*, *5*, 346–353, doi :10.1175/1520-0434(1990)005<0346 :AEMFEO>2.0.CO ;2, 1990.
- Schär, C.** , A generalization of bernoulli’s theorem, *Journal of the atmospheric sciences*, *50*(10), 1437–1443, 1993.
- Schertzer, D.** et S. Lovejoy, *The dimension and intermittency of atmospheric dynamics*, 7-33 pp., B. Launder, 1985.

- Schmitt, F.** et C. Scholz, Scaling invariance of crack surfaces, *Journal of Geophysical Research*, , 100, 5953–5973, doi :10.1029/94JB02885, 1995.
- Schneidereit, M.** et C. Schär, Idealised Numerical Experiments of Alpine Flow Regimes and Southside Precipitation Events, *Meteorology and Atmospheric Physics*, 72, 233–250, doi :10.1007/s007030050018, 2000.
- Schumacher, R. S.** , Mechanisms for Quasi-Stationary Behavior in Simulated Heavy-Rain-Producing Convective Systems, *Journal of Atmospheric Sciences*, 66, 1543–1568, doi :10.1175/2008JAS2856.1, 2009.
- Seed, A. W.** , A Dynamic and Spatial Scaling Approach to Advection Forecasting., *Journal of Applied Meteorology*, 42, 381–388, doi :10.1175/1520-0450(2003)042<0381 :ADASSA>2.0.CO ;2, 2003.
- Seity, Y.** , P. Brousseau, S. Malardel, G. Hello, P. Bénard, F. Bouttier, C. Lac et V. Masson, The AROME-France Convective-Scale Operational Model, *Monthly Weather Review*, 139, 976–991, doi :10.1175/2010MWR3425.1, 2011.
- Seliga, T. A.** , K. Aydin et H. Direskeneli, Disdrometer Measurements during an Intense Rainfall Event in Central Illinois : Implications for Differential Reflectivity Radar Observations., *Journal of Applied Meteorology*, 25, 835–846, doi :10.1175/1520-0450(1986)025<0835 :DMDAIR>2.0.CO ;2, 1986.
- Sénési, S.** , P. Bougeault, J.-L. Chèze, P. Cosentino et R.-M. Thepenier, The Vaison-La-Romaine Flash Flood : Mesoscale Analysis and Predictability Issues, *Weather and Forecasting*, 11, 417–442, doi :10.1175/1520-0434(1996)011<0417 :TVLRFF>2.0.CO ;2, 1996.
- Silvestro, F.** , S. Gabellani, F. Giannoni, A. Parodi, N. Rebora, R. Rudari et F. Siccardi, A hydrological analysis of the 4 November 2011 event in Genoa, *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 12, 2743–2752, doi :10.5194/nhess-12-2743-2012, 2012.
- Simmons, A.** , S. Uppala, D. Dee et S. Kobayashi, Era-interim : New ecmwf reanalysis products from 1989 onwards, *ECMWF newsletter*, 110(110), 25–35, 2007.
- Skamarock, W.** , J. Klemp, J. Dudhia, D. Gill et D. Barker, A description of the advanced research wrf version 3. ncar tech, *Tech. rep.*, NCAR, 2008.
- Smith, R. B.** , The Influence of Mountains on the Atmosphere, *Advances in Geophysics*, 21, 87, 1979.
- Stéfanon, M.** , P. Drobinski, F. D’Andrea, C. Lebeaupin-Brossier et S. Bastin, Soil moisture-temperature feedbacks at meso-scale during summer heat waves over western europe, *Climate Dynamics*, pp. 1–16, 2013.
- Svensson, C.** et D. Jakob, Diurnal and seasonal characteristics of precipitation at an upland site in Scotland, *International Journal of Climatology*, 22, 587–598, doi : 10.1002/joc.674, 2002.
- Tabary, P.** , The New French Operational Radar Rainfall Product. Part I : Methodology, *Weather and Forecasting*, 22, 393, doi :10.1175/WAF1004.1, 2007.

- Tabary, P.** et G. Scialom, MANDOP Analysis over Complex Orography in the Context of the MAP Experiment, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 18, 1293, doi :10.1175/1520-0426(2001)018<1293 :MAOCOI>2.0.CO ;2, 2001.
- Tabary, P.** , J. Desplats, K. Do Khac, F. Eideliman, C. Gueguen et J.-C. Heinrich, The New French Operational Radar Rainfall Product. Part II : Validation, *Weather and Forecasting*, 22, 409, doi :10.1175/WAF1005.1, 2007.
- Tessier, Y.** , S. Lovejoy et D. Schertzer, Universal Multifractals : Theory and Observations for Rain and Clouds., *Journal of Applied Meteorology*, 32, 223–250, doi :10.1175/1520-0450(1993)032<0223 :UMTAOF>2.0.CO ;2, 1993.
- Testud, J.** , E. Le Bouar, E. Obligis et M. Ali-Mehenni, The rain profiling algorithm applied to polarimetric weather radar, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 17(3), 332–356, 2000.
- Testud, J.** , J. Lavabre, S. Diss, P. Tabary et G. Scialom, Hydrix radar in framea – evaluation of an x band polarimetric radar using a quasi colocated s band radar and a rain gauge network, 2007.
- Thorpe, A. J.** , M. J. Miller et M. W. Moncrieff, Two-dimensional convection in non-constant shear : A model of mid-latitude squall lines, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 108, 739–762, doi :10.1002/qj.49710845802, 1982.
- Torrence, C.** et G. P. Compo, A Practical Guide to Wavelet Analysis., *Bulletin of the American Meteorological Society*, 79, 61–78, doi :10.1175/1520-0477(1998)079<0061 :APGTWA>2.0.CO ;2, 1998.
- Trigo, R. M.** , D. Pozo-Vázquez, T. J. Osborn, Y. Castro-Díez, S. Gámiz-Fortis et M. J. Esteban-Parra, North Atlantic oscillation influence on precipitation, river flow and water resources in the Iberian Peninsula, *International Journal of Climatology*, 24, 925–944, doi :10.1002/joc.1048, 2004.
- Tuttle, J. D.** et G. Brant Foote, Determination of the Boundary Layer Airflow from a Single Doppler Radar, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 7, 218–232, doi :10.1175/1520-0426(1990)007<0218 :DOTBLA>2.0.CO ;2, 1990.
- Ulbrich, C. W.** , Natural Variations in the Analytical Form of the Raindrop Size Distribution., *Journal of Applied Meteorology*, 22, 1764–1775, doi :10.1175/1520-0450(1983)022<1764 :NVITAF>2.0.CO ;2, 1983.
- Van Baelen, J.** , F. Tridon et Y. Pointin, Simultaneous x-band and k-band study of precipitation to derive specific z- r relationships, *Atmospheric Research*, 94(4), 596–605, 2009.
- Vasić, S.** , C. A. Lin, I. Zawadzki, O. Bousquet et D. Chaumont, Evaluation of Precipitation from Numerical Weather Prediction Models and Satellites Using Values Retrieved from Radars, *Monthly Weather Review*, 135, 3750, doi :10.1175/2007MWR1955.1, 2007.
- Verrier, S.** , Modélisation de la variabilité spatiale et temporelle des précipitations a la sub-mésoéchelle par une approche multifractale, Thèse de doctorat, Université de Versailles Saint-Quentin-en-Yvelines, 2011.

- Verrier, S.** , L. de Montera, L. Barthès et C. Mallet, Multifractal analysis of African monsoon rain fields, taking into account the zero rain-rate problem, *Journal of Hydrology*, 389, 111–120, doi :10.1016/j.jhydrol.2010.05.035, 2010.
- Verrier, S.** , C. Mallet et L. Barthès, Multiscaling properties of rain in the time domain, taking into account rain support biases, *Journal of Geophysical Research (Atmospheres)*, 116(D15), D20119, doi :10.1029/2011JD015719, 2011.
- Verrier, S.** , L. Barthès et C. Mallet, Theoretical and empirical scale-dependency of z-r relationships : Evidence, impacts and correction, *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 2013.
- Vié, B.** , O. Nuissier et V. Ducrocq, Cloud-Resolving Ensemble Simulations of Mediterranean Heavy Precipitating Events : Uncertainty on Initial Conditions and Lateral Boundary Conditions, *Monthly Weather Review*, 139, 403–423, doi :10.1175/2010MWR3487.1, 2011.
- Vrac, M.** et P. Yiou, Weather regimes designed for local precipitation modeling : Application to the Mediterranean basin, *Journal of Geophysical Research (Atmospheres)*, 115, D12103, doi :10.1029/2009JD012871, 2010.
- Watson, C. D.** et T. P. Lane, Sensitivities of Orographic Precipitation to Terrain Geometry and Upstream Conditions in Idealized Simulations, *Journal of Atmospheric Sciences*, 69, 1208–1231, doi :10.1175/JAS-D-11-0198.1, 2012.
- Weisman, M. L.** et J. B. Klemp, The Dependence of Numerically Simulated Convective Storms on Vertical Wind Shear and Buoyancy, *Monthly Weather Review*, 110, 504, doi : 10.1175/1520-0493(1982)110<0504 :TDONSC>2.0.CO ;2, 1982.
- Weisman, M. L.** et J. B. Klemp, Characteristics of isolated convective storms, *Mesoscale meteorology and forecasting*, 15, 331–358, 1986.
- Weisman, M. L.** et R. Rotunno, The Use of Vertical Wind Shear versus Helicity in Interpreting Supercell Dynamics., *Journal of Atmospheric Sciences*, 57, 1452–1472, doi : 10.1175/1520-0469(2000)057<1452 :TUOVWS>2.0.CO ;2, 2000.
- Weisman, M. L.** , J. B. Klemp et R. Rotunno, Structure and Evolution of Numerically Simulated Squall Lines., *Journal of Atmospheric Sciences*, 45, 1990–2013, doi : 10.1175/1520-0469(1988)045<1990 :SAEONS>2.0.CO ;2, 1988.
- Wernli, H.** et C. Schierz, Surface Cyclones in the ERA-40 Dataset (1958–2001). Part I : Novel Identification Method and Global Climatology, *Journal of Atmospheric Sciences*, 63, 2486–2507, doi :10.1175/JAS3766.1, 2006.
- Wilson, J. W.** , N. A. Crook, C. K. Mueller, J. Sun et M. Dixon, Nowcasting Thunderstorms : A Status Report., *Bulletin of the American Meteorological Society*, 79, 2079–2100, doi :10.1175/1520-0477(1998)079<2079 :NTASR>2.0.CO ;2, 1998.
- Wilson, J. W.** , E. E. Ebert, T. R. Saxon, R. D. Roberts, C. K. Mueller, M. Sleigh, C. E. Pierce et A. Seed, Sydney 2000 Forecast Demonstration Project : Convective Storm Nowcasting, *Weather and Forecasting*, 19, 131, doi :10.1175/1520-0434(2004)019<0131 :SFDFCS>2.0.CO ;2, 2004.

Wolfson, M. , B. Forman, R. Hallowell et M. Moore, The growth and decay storm tracker, dans *8th Conference on Aviation*, pp. 58–62, American Meteorological Society, Dallas, TX, 1999.

Zinner, T. , H. Mannstein et A. Tafferner, Cb-TRAM : Tracking and monitoring severe convection from onset over rapid development to mature phase using multi-channel Meteosat-8 SEVIRI data, *Meteorology and Atmospheric Physics*, *101*, 191–210, doi : 10.1007/s00703-008-0290-y, 2008.

Annexe

A.1. Spatial and temporal variability of rainfall in the Alps-Mediterranean Euroregion

Cet article est basé sur une partie des résultats du 3^{ème} chapitre de cette thèse.

Spatial and temporal variability of rainfall in the Alps-Mediterranean Euroregion

Jean-François Rysman^a, Yvon Lemaître^a, Emmanuel Moreau^b

^a*LATMOS, 11 Boulevard d'Alembert, 78280, Guyancourt, France.*

^b*Novimet, 11 Boulevard d'Alembert, 78280, Guyancourt, France.*

Abstract

The article presents an analysis of diurnal, seasonal and inter-annual variability of rainfall over the Alps-Mediterranean Euroregion from 2009 to 2012. We use data from an X-band radar located at Mont Vial (Nice, France). Rainfall data have temporal and spatial resolutions of 5 mins and 1 km². The radar area covers six sub-regions: two plains regions (Pô and Provence), the Maritime Alps, the pre-Alps, the coast and the Mediterranean sea. The objective of this paper is to characterize the rain distribution from small to large temporal scales in the six sub-regions. The analysis of rainfall at fine spatial and temporal scales in a mountainous and maritime region is innovative.

The diurnal cycle presents a peak in land regions during summer from 10 to 22 UTC. At larger scale, the analysis of seasonal cycle of rainfall reveals that rain displaces from sea to land during the year. Moreover it shows that Alps foothills and the coast are prone to the most extreme precipitation. Finally, results show that rain distribution and intensity varies strongly between the four investigated years. In particular, the probability of extreme rain events tend to reduce in the north part of the studied area (Maritime Alps and Pre-Alps) during these years.

These results help to improve the knowledge of fine scale rainfall variability in the Alps-Mediterranean Euroregion.

Keywords:

Rainfall, Alps-Mediterranean Euroregion, Diurnal variability, Seasonal variability, Inter-annual variability, X-band radar

1 **1. Introduction**

2 Precipitation are unevenly spread spatially and temporally over the Mediterranean
3 region (Nastos et al., 2013). The areal distribution of precipitation is controlled both
4 by small scale and large-scale processes. In particular, at large scale, the Mediterranean
5 region has the particularity to be under influence of both mid-latitude cyclones and sub-
6 tropical highs (Lionello et al., 2006). The mid-latitude cyclones favor precipitation during
7 winter while the subtropical highs (e.g., Azores high) inhibit the precipitation during sum-
8 mer. The heaviest precipitation and floods are found in the fall (Tarolli et al., 2012) and
9 are typically associated with the presence of a trough over the western Europe, which
10 induces a southwesterly flow (coming from the Mediterranean) (Boudevillain et al., 2009;
11 Nuissier et al., 2011; Ricard et al., 2012; Melani et al., 2013). Moreover Jansa et al. (2001)
12 showed that for 90% of heavy rain events in the western Mediterranean there is a cyclone
13 center in the vicinity. Additional large scale features such as ENSO and NAO impact
14 the rain intensity and distribution (Price et al., 1998; Mariotti et al., 2002b; Haylock and
15 Goodess, 2004; Karagiannidis et al., 2008; Boccolari and Malmusi, 2013). At regional
16 scale, local forcing such as topography (e.g., the South of the Alps) also control the rain
17 variability (MAP campaign, Bougeault et al. (2001)). Indeed mountains strongly affect
18 the atmospheric circulation what impact the average rainfall distribution (Smith et al.,
19 2003; Walser and Schar, 2004; Panziera and Germann, 2010; Molinié et al., 2012).

20 This paper analyzes the areal distribution of precipitation over the Alps-Mediterranean
21 Euroregion. This Euroregion encompasses two French regions (Provence-Alpes-Côtes

22 d'Azur and Rhône-Alpes) and three Italian regions (Piedmont, Aosta Valley and Lig-
23 uria). It has an area of 110,000 km^2 and more than 17 million inhabitants. Its central
24 part (i.e., the east part of Provence-Alpes-Côtes d'Azur region and west part of Liguria
25 and Piedmont regions) is prone to heavy precipitation events and floods but have been
26 poorly studied compared with the eastern part, i.e., Lago Maggiore region (Mesoscale
27 Alpine Program campaign Bougeault et al. (2001); Tabary and Scialom (2001)) and the
28 western part, i.e., Cévennes-Vivarais region (e.g., Delrieu et al., 2005; Kirstetter et al.,
29 2010; Alfieri et al., 2011; Marty et al., 2013). This central part presents two major geo-
30 graphical characteristics: the south of the Alps (Maritime Alps) and the northwest of the
31 Mediterranean sea.

- 32 • The south of the Alps is a region prone to heavy precipitation due to its proximity
33 to a source of moisture (i.e., the Mediterranean sea) and due to a steep topography.
34 Moreover, because of numerous river catchments, heavy rainfall frequently leads to
35 flash floods in the region (e.g., Draguignan 2010, Nice-Gênes 2011). In this region,
36 rain is mainly measured using the rain gauge network, which has an average spatial
37 resolution of 5x5 km and a hourly or daily temporal resolution. Nevertheless the
38 accurate understanding and forecasting of rain processes over this region requires a
39 much finer spatial scale. Indeed Walser and Schar (2004) demonstrated with non-
40 hydrostatic numerical models a very low predictability for some convective rainfall
41 even in catchments as big as 50 000 km^2 over this region and Smith et al. (2003)
42 showed that the rainfall field depends on some local scale characteristics down to
43 10 km. Small spatial rainfall characteristics are needed for downscaling procedure
44 assessment purpose (e.g., Lavaysse et al. (2012)). A finer temporal resolution is
45 also requested to study some regional extreme events such as thunderstorms, which
46 have a life cycle of about 30 minutes. Finally, the rain gauge are not homogeneous

47 distribute in the Alpine region what is an important problem for the statistical study
48 of this region, which has an highly inhomogeneous topography.

49 • We do not know much about the rain behavior over the Mediterranean sea. In
50 this region the rain is mainly estimated with satellites (e.g., Mariotti et al. (2002a);
51 Funatsu et al. (2009); Claud et al. (2012); Nastos et al. (2013)) and instrumented
52 buoys (e.g., Nittis et al. (2007)). The former provide large range information but has
53 coarse spatial and temporal resolutions (typically $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ and 6 hours). The later
54 provide in-situ rain measurement but has a sparse spatial coverage. Nevertheless,
55 this is important to get accurate and dense rain measurements over this region. In-
56 deed precipitation modifies sea surface temperature that affects exchanges between
57 sea and atmosphere that in turn impacts atmospheric processes. It is also worth
58 recalling that the evaporation from the Mediterranean sea accounts for 40 to 60 %
59 of the water vapor feeding the heavy convective systems in the southeastern part of
60 France indicating its major impact on Alps-Mediterranean Euroregion climate.

61 In this context an X-band radar, called Hydrix, has been installed in the central part
62 of the Alps-Mediterranean Euroregion for the purpose to better quantify and understand
63 the hydrological cycle and related processes in this region. The radar is located close to
64 Nice (East of the French Mediterranean coast) and collects in an operational way since
65 2008 reflectivity, Doppler and polarimetric data over a region of about $50,000 \text{ km}^2$. The
66 spatial and temporal resolutions are 5 minutes and 1 km^2 . The radar range encompasses
67 the South of the Alps and a part of the North of the Mediterranean sea. This region is
68 particularly attractive for rainfall studies because it covers a great number of basins with
69 various geophysical characteristics (e.g., the Alps, the Provence and the Mediterranean
70 sea). So far few studies of long-term radar rain observations in mountainous region has
71 been conducted (e.g, Wüest et al., 2010; Rudolph et al., 2011). It is mainly due to logistic

72 and signal treatment issue. The logistic problems is related to the installation and the
73 maintenance in a hard to access region. This problem is reduced with X-band radars,
74 which have a small antenna size (1.5 m for Hydrix antenna) in comparison to S-band
75 or C-band radar. The signal treatment issue is mainly related to the ground clutter
76 occurrence in mountainous region. This difficulty has been partially overcome with the
77 development of Doppler and polarimetric capacities, which offers an improved detection
78 of ground clutters. The use of X-band frequency rather than C and S-band also improves
79 the contrast between meteorological targets and ground clutter (Testud et al., 2007).
80 Moreover, in the case of Hydrix radar, the offset antenna reduces the level of side lobes,
81 which improves the radar visibility.

82 The present work is devoted to the temporal and spatial characterization of the pre-
83 cipitation that affect the Alps-Mediterranean Euroregion. We investigated the rainfall
84 variability in several sub-regions to highlight the fine scale features that affect the rainfall
85 intensity and distribution. A particular attention has been paid to extreme rain events.
86 This characterization is important because it will help to better know regions and periods
87 prone to heavy precipitations and potential floods. Specifically, we studied the diurnal
88 cycle of rainfall, the seasonal cycle of rain accumulation, rain occurrence and extreme rain
89 events and the inter-annual variability of rainfall. Some possible mechanisms that explain
90 this variability are given in the paper.

91 In the section 2, we present some technical information about the Hydrix radar and the
92 used dataset. In section 3 we present the studied region. The fourth section is dedicated to
93 the results. Results are presented from small temporal scale (diurnal cycle) to large scale
94 (inter-annual variability). The discussion and conclusion are given in the last section.

95 2. Radar characteristics

96 The rainfall dataset used in this study originates from an X-band polarimetric and
97 Doppler radar. The radar measure reflectivity at five elevations from -1° to 4° . Then the
98 ZPHI algorithm (Testud et al., 2000) is applied to convert radar reflectivity into rainfall
99 intensity. This algorithm corrects from beam attenuation along each radial and computes
100 a N_0^* parameter derived from the drop size distribution $N(d)$ in order to retrieve the rain
101 rate through the relation (Eq. 1):

$$R = a(N_0^*)^{1-b} Z^b \quad (1)$$

102 where R is the rain rate, a and b are two constant and empirical coefficients and Z is
103 the reflectivity. Therefore the ZPHI algorithm takes into account the drop size distri-
104 bution variability to estimate rain rate. When the beam is above the bright band or
105 when the differential phase shift (ϕ_{DP}) is lower than 6° a classical Z-R relation is used.
106 The rainfall rate initially given in polar coordinates is then projected onto a Extended
107 Lambert II Cartesian grid. The horizontal interpolation is performed through Cressman
108 method, with a 1.33 km cut-off length (i.e., 0.66 km Cressman radius) for 1x1 km reso-
109 lution. Finally, the surface rain rate is estimated using a weight average of the rainfall
110 obtained at multiple elevations. Weights are function of the altitude of measurements,
111 the precipitation type (snow, hail, liquid)¹ and the beam masking. For a more detailed
112 description of this method and of the radar see Le Bouar et al. (2008); Moreau et al.
113 (2009); Rysman (2013). Rainfall data evaluations have been performed by comparison
114 with S-Band radar observations (Diss et al., 2009) and rain gauge measurements (Moreau

¹The precipitation phase is inferred using a fuzzy logic classification that takes advantage of polariza-
tion

115 et al., 2009; Rysman, 2013). Main results show that the overall quality of rain data is
116 good but depends on the region and the period of the year. In particular, radar data
117 are significantly correlated with rain gage data in the west part of the region. On the
118 contrary, the quality of the data is low in the north part of the radar domain (for distance
119 larger than 110 km from radar) and in the Po region (except the coast line). In this last
120 region the signal is only significantly correlated during summer months that is why we
121 only keep the data during this period of the year in the present study. Overall the main
122 problem of radar data is related to the mountain mask that forces to estimate rain at high
123 elevations. This leads to a large uncertainty on the estimation of surface rain rate. It is
124 not possible to check the data quality in the maritime part of the radar coverage because
125 no fine scale measurement network exists over the Mediterranean Sea. However, data are
126 believed to be of good quality in this region since rainfall estimation is done at very low
127 altitude.

128 The beam attenuation is corrected along each radial but the rainfall can remain under-
129 estimated at large distances. Other problems are specifically related to radar measurement
130 such as bright band effects, hardware calibration errors, anomalous propagation and re-
131 maining ground clutters. These various problems have been taken into account to achieve
132 this study.

133 The rainfall database extends almost continuously from March 2009 until today (only
134 few days of interruption). The spatial resolution is 1 km^2 and the temporal resolution
135 is 5 minutes. The high spatial and temporal resolutions and the range of measurements
136 offer a great opportunity to study the rain processes in the region.

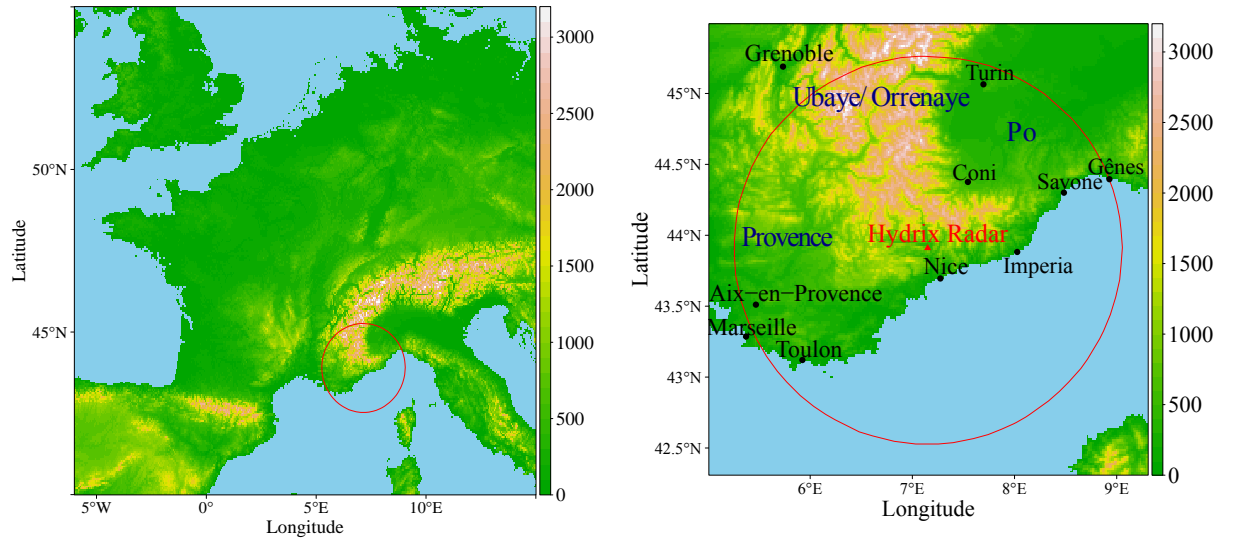


Figure 1: Area covered by the radar Hydrix (elevation in color (m)). Main cities are indicated in black and regions are indicated blue

137 **3. Studied region**

138 The radar is located on top of a mountain called Mont Vial (1550 m). The area
 139 covered by the Hydrix radar range (150-km radius) encompasses the Provence to the Pô
 140 region from West to East (see Fig. 1). North of the radar domain encompasses the South
 141 of the Alps (Ubaye / Orrenaye region) whereas south of the radar domain encompasses
 142 the north of Mediterranean sea.

143 The regional topography strongly affects the rain distribution and intensity in the
 144 Alps-Mediterranean Euroregion. Moreover rain is subject to a large seasonal variability
 145 in this region. During winter, successive frontal disturbances impact the region because
 146 of low pressure over the east Atlantic. During the summer the Azores high prevents large
 147 scale disturbances in the region but, in the afternoon, because of strong temperature

148 contrasts between land and sea, sea breezes tend to develop. This circulation brings
149 moisture over land and lifts air resulting in strong convective systems. During the fall,
150 the Mediterranean sea remains rather hot, which ensures large water vapor availability
151 in the air. These conditions associated to favorable synoptic conditions such as frontal
152 environment, low pressure over the Gulf of Genoa and Medicanes (Mediterranean tropical-
153 like cyclones) can lead to devastating organized convection during this period (e.g., Delrieu
154 et al., 2005; Nuissier et al., 2008).

155 4. Results

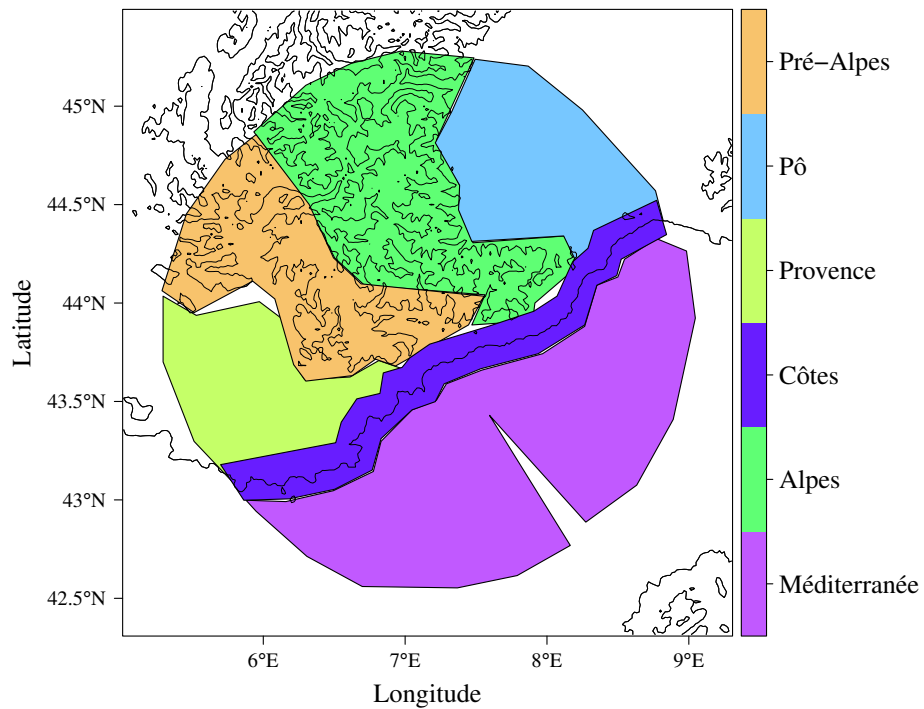


Figure 2: Studied regions

156 As already mentioned, the topography of the region is complex. In the following analy-

157 sis, the region is divided in 6 distinct sub-regions based on geophysical properties (Fig. 2).
158 These sub-regions are 2 plain regions (Pô and Provence), the Maritime Alps (Alpes), the
159 pre-Alps (Pré-Alpes), the coast (Côte) and the Mediterranean Sea (Méditerranée). In the
160 following, rainfall variability is investigated from small scale (diurnal cycle) to large scale
161 (inter-annual variability). Main features are described then possible associated mecha-
162 nisms are explained.

163 *4.1. Diurnal variability*

164 The diurnal cycle of rain is essentially controlled by meteorological parameters such
165 as temperature, humidity and surface fluxes such as evaporation. These meteorological
166 parameters and fluxes strongly depend on local features and vary during the year yet the
167 impact of this variability on diurnal cycle of rain is not well documented and understand.
168 In this section, we investigate the variability of the diurnal cycle of rain. Specifically, we
169 average rain rate as a function of the time of day with a resolution of 5 minutes first from
170 2009 to 2012 then per month for the 6 sub-regions previously defined.

171 Results show that the diurnal cycle is highly contrasted for the 6 sub-regions (Fig. 3).
172 In particular, rainfall in the coast and the Mediterranean do not show any diurnal signal
173 whereas the inland regions show an increase of average rain rate from 10 UTC to 22 UTC.
174 The maximum of rain rate in these regions occurs between 15 UTC and 1630 UTC with
175 a peak value three times greater than the night and early morning value. A surprising
176 feature is that the diurnal signal peaks at different times for different regions (pre-Alps
177 15 UTC, Provence 1530 UTC, Alps 16 UTC, Pô 17 UTC).

178 The average diurnal cycle per month and per region is shown in figures 4 and 5. There
179 is no rain diurnal signal from October to March. During this period, rainfall is maximal
180 in the coast and the Mediterranean Sea (~ 0.12 mm/h). In April, a strong diurnal signal
181 is found in pre-Alps and Provence regions (peak value: 0.25 mm/h, 16 UTC). In May

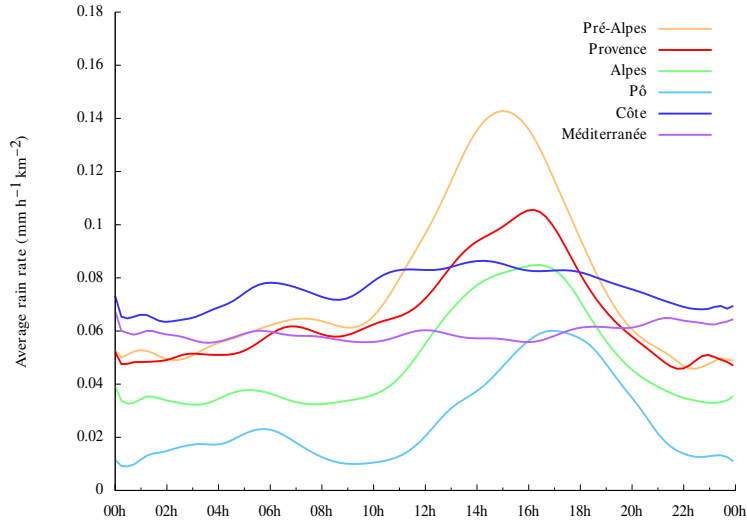


Figure 3: Diurnal cycle of average rain rate ($mm/h/km^2$) from 2009 to 2012 per region. Hours are given in UTC

182 and June a diurnal signal is found in every land regions and is maximal in the pre-Alps
 183 (0.28 mm/h, 15 UTC). For July month, the diurnal cycle occurs but is weaker except for
 184 the Pô region (where it remains very strong 0.17 mm/h, 18 UTC). During late summer,
 185 the diurnal signal and the overall rain accumulation is very weak. It can be noticed that
 186 in June and July, time of the peak differs between the regions. For instance Pre-Alps
 187 peaks first at 15 UTC, Provence and Alps peak at 1530 UTC and 16 UTC and Po peaks
 188 at 18 UTC.

189 The highlighted diurnal cycle can be compared with results of Mandapaka et al. (2012)
 190 (Switzerland) and Gladich et al. (2011) (Italy). The region studied by Mandapaka et al.
 191 (2012) correspond to the Central Alps and can be mainly compared with the Alps region
 192 of our study. Mandapaka et al. (2012) revealed an important peak in rain accumulation
 193 (about 0.2 mm/h) during summer from 10 UTC to 24 UTC similar with our results.
 194 During other seasons, the diurnal cycle is rather flat and the average value is about

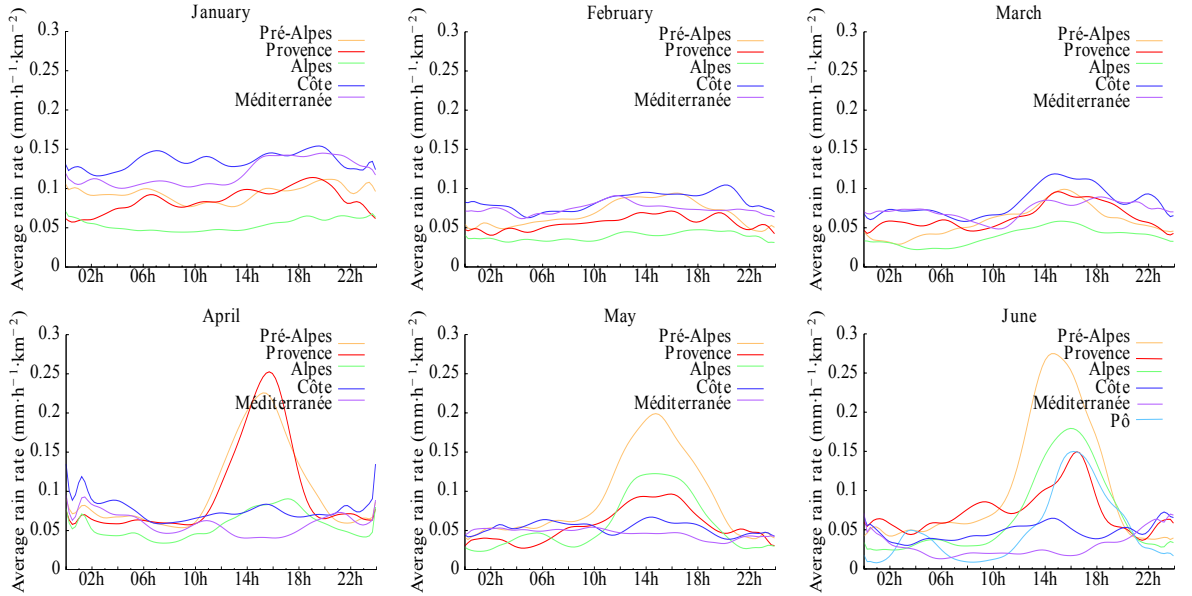


Figure 4: Diurnal cycle of average rain rate ($mm/h/km^2$) per region and per month (January-June)

195 0.05 mm/h again similar with our results. They also showed that the diurnal cycle in the
 196 Central Alps is mainly related to the local orographic forcing. Gladich et al. (2011) studied
 197 a region in southeastern very similar to the Euroregion Alps-Mediterranean. They found
 198 an increase in rainfall accumulation from 9 UTC to 24 UTC in annual average in this
 199 region (peak value of 0.25 mm/h) that is similar with our results. They also highlighted
 200 two distinct peaks in the journey (13 UTC and 21 UTC) that we did not noticed.

201 Overall, these results highlight that, during winter, rainfall is not driven by diurnal
 202 processes. During summer, the temperature contrast between land and sea can be im-
 203 portant. It generates sea breezes, which bring moist air from the Mediterranean. Then
 204 the warm air rises over land and because the warming of land tends to cause atmospheric
 205 instability, convective cells develop. This process is very efficient because the rain rate
 206 begins to increase as soon as 10 UTC in the investigated region. The peak value is found

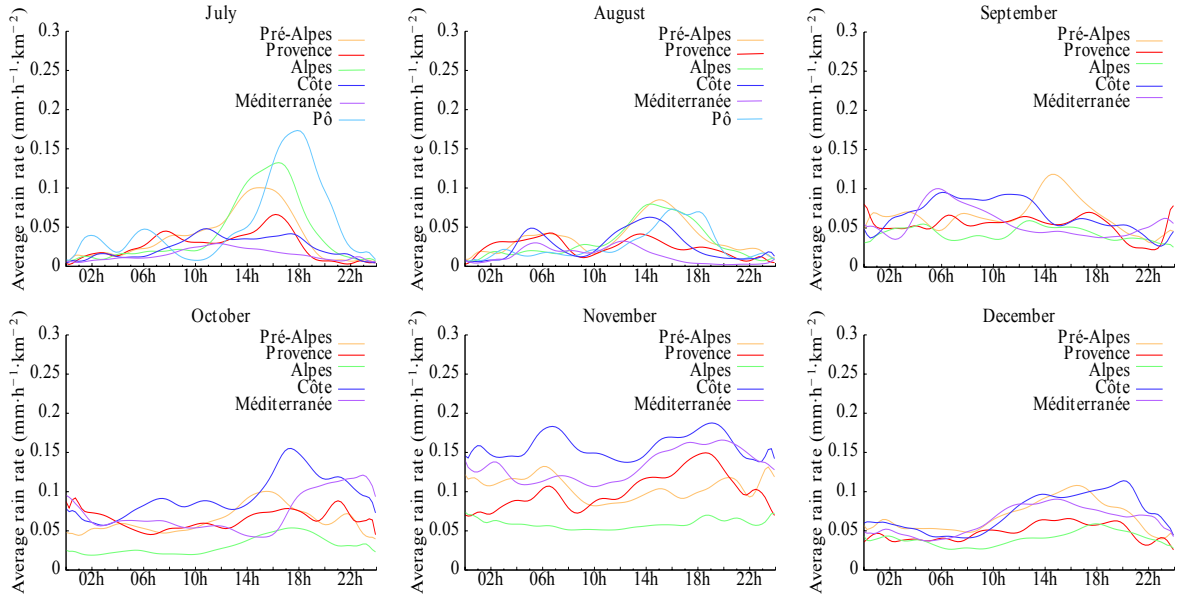


Figure 5: Diurnal cycle of average rain rate ($mm/h/km^2$) per region and per month (July-December)

207 about 3 hours after the sun maximal elevation. Results also show that in April, the diurnal
 208 cycle is strong in pre-Alps and Provence regions but weak in Alps. From May to July,
 209 the diurnal cycle in Provence is getting gradually weaker, while the diurnal cycles in Alps
 210 and Po regions gains strength. This behavior could be partially related to the altitude
 211 of regions. Regions with low average altitudes (Provence) warm up earlier in the season
 212 (April) than regions with high average altitudes (i.e., Alps). Therefore convective activity
 213 is more likely earlier in season for Provence than for Alps. The diminution of diurnal
 214 signal in Provence from spring to summer could be related to anticyclonic conditions
 215 found during summer months. These conditions tend to inhibit convection and could
 216 explain why peak is weaker during this season in Provence. Other land regions present
 217 higher peak value during this season probably because they have a steeper orographic
 218 more favorable to convective activity during summer.

219 Results also show that during June and July, the diurnal cycle peaks at different times
220 for different land regions. This behavior could be related to the proximity of convective
221 areas to the sea. Indeed, as already mentioned, during summer, a sea breeze regime
222 develops in the afternoon and progress from the coast to inland regions. Therefore close-
223 to-sea regions (i.e., Provence and pre-Alps) present a peak in early afternoon on the
224 contrary to far-from-sea regions (i.e., Alps). Concerning Po region, which has a part close
225 to the sea and a part far from the sea, we see in figure 9 that intense events (i.e., convective
226 events) occur in the north part of this region thus far from the sea. It could explain why
227 the diurnal cycle peaks late in the afternoon in this region.

228 A secondary peak occurs in the early morning in coastal and Mediterranean regions
229 from August to November. Note that this peak is not always significant probably because
230 other variabilities can hide this signal. This surprising effect has already been noticed
231 for various regions in the world: in California (Landin and Bosart, 1989), in Japan (Oki
232 and Musiake, 1994) and in Scotland (Svensson and Jakob, 2002) and might be related
233 to both the cooling of air during night and a land breeze convergence along the coast.
234 The land breeze hypothesis is reinforced by the fact that the peak occurs only during
235 late summer and fall, period where the Mediterranean is warmer than the land. Finally,
236 a complementary analysis (not shown) revealed that wind shear from 0 to 6 km (i.e., \sim
237 land breeze) is strongly correlated to rainfall from 0 UTC to 6 UTC (Rysman, 2013).

238 *4.2. Seasonal variability*

239 In this section, we investigate the seasonal variability of precipitation in terms of
240 accumulation, occurrence and extreme events from 2009 to 2012.

241 *4.2.1. Daily rain accumulation*

242 The daily rainfall accumulation per month shows up as a very contrasted pattern
243 spatially and temporally (Fig. 6 (a) and (b)). Overall the rainfall accumulation lies
244 between 0 and 7 mm/d with a strong variability between regions. In particular the
245 foothills of the extreme south of the Alps facing the Mediterranean show very important
246 daily rainfall accumulation. It is a first indication of the impact of both the Mediterranean
247 sea and the Alps in the rainfall distribution and intensity. Figure 6 (a) and (b) also
248 reveals a displacement of rain from sea to land during the year: during fall and winter
249 months the rainfall maximal accumulations are mainly located in the south of the region
250 but from April to September the rainfall maximal accumulations move inland. This
251 displacement has also been noticed by Frei and Schär (1998); Funatsu et al. (2009) and
252 appears in the whole northern part of the Mediterranean region (see figure 2 in Nastos
253 et al. (2013)). Specifically, during the fall (October-December) and winter (January-
254 March), rain maxima occur over the sea and over the coast (typical value is 4 mm/day
255 and a maximum in November of about 7 mm/day). During spring (April-June), rain
256 occurs mainly in Provence and pre-Alps regions (between 4 and 5 mm/day). The summer
257 season (July-September) is very dry (less than 2 mm/d). Every region except the Alps
258 exhibits a bimodal regime with maxima during spring and fall. In Alps, very low rain
259 amount is registered all along the year without a marked annual cycle.

260 These results are consistent in terms of location and rain amount with those of Frei
261 and Schär (1998) established with rain-gauge measurements. Measurements obtained for
262 the Mediterranean Sea can be compared with satellite observations. Average daily rain

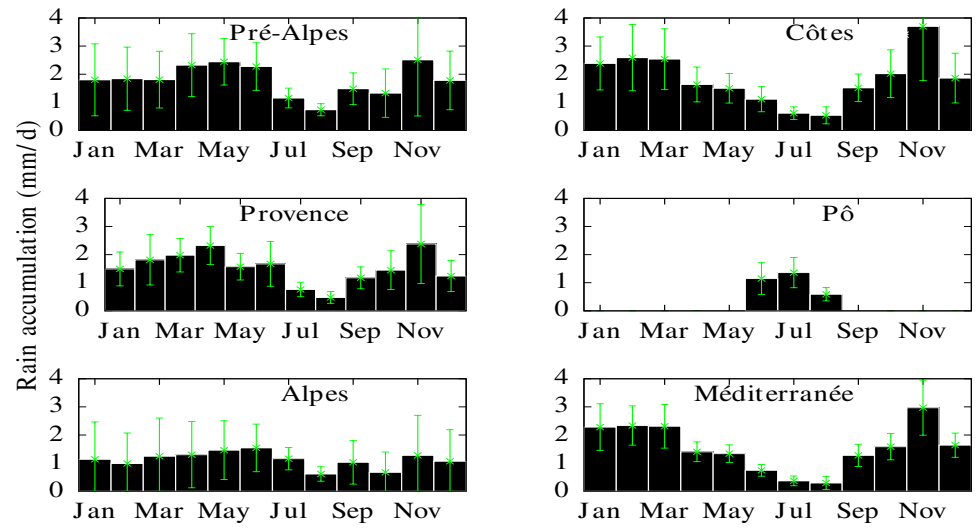
263 accumulation given by Global Precipitation Climatology Project (GPCP) (Adler et al.,
264 2003) is about 2 mm/d (annual average), which is in agreement with our measurements.

265 These results highlight the small scale variability of rainfall accumulation over the
266 region but also the regional dependency of rain. For example, in June, the rain accu-
267 mulation is lower than 1 mm/d over the Mediterranean but larger than 4 mm/d over
268 the Provence located a few kilometers to the North. Results also highlight a rain accu-
269 mulation significantly higher in November compared to other months. The explanation
270 of this behavior is first that during the fall, there are lot of atmospheric perturbations
271 that travel in this region on the contrary to summer season where atmospheric conditions
272 are mainly anticyclonic. These atmospheric perturbations are thus favorable to heavy
273 rainfall. Moreover, during summer, the Mediterranean warms up and gains lot of energy
274 that is released in the fall when temperature is higher in the Mediterranean sea than in
275 the land. The rain accumulation is higher in November compared to other fall months
276 probably because during this month conditions are optimal: Mediterranean sea is warm
277 and there are lot of atmospheric fronts that cross the region. Results also show that the
278 rain maxima are observed over the foothills of the southern side of the Alps. It is due to
279 the proximity to the source of moisture and to the steepness of this region. The shape
280 of this mountainous region also appears to decisively impact the rain distribution. It is
281 confirmed by Watson and Lane (2012) who showed numerically that concave shape for
282 a mountain barrier tends to create surface air confluence and, as observed here, increase
283 precipitation on each ridge arm.

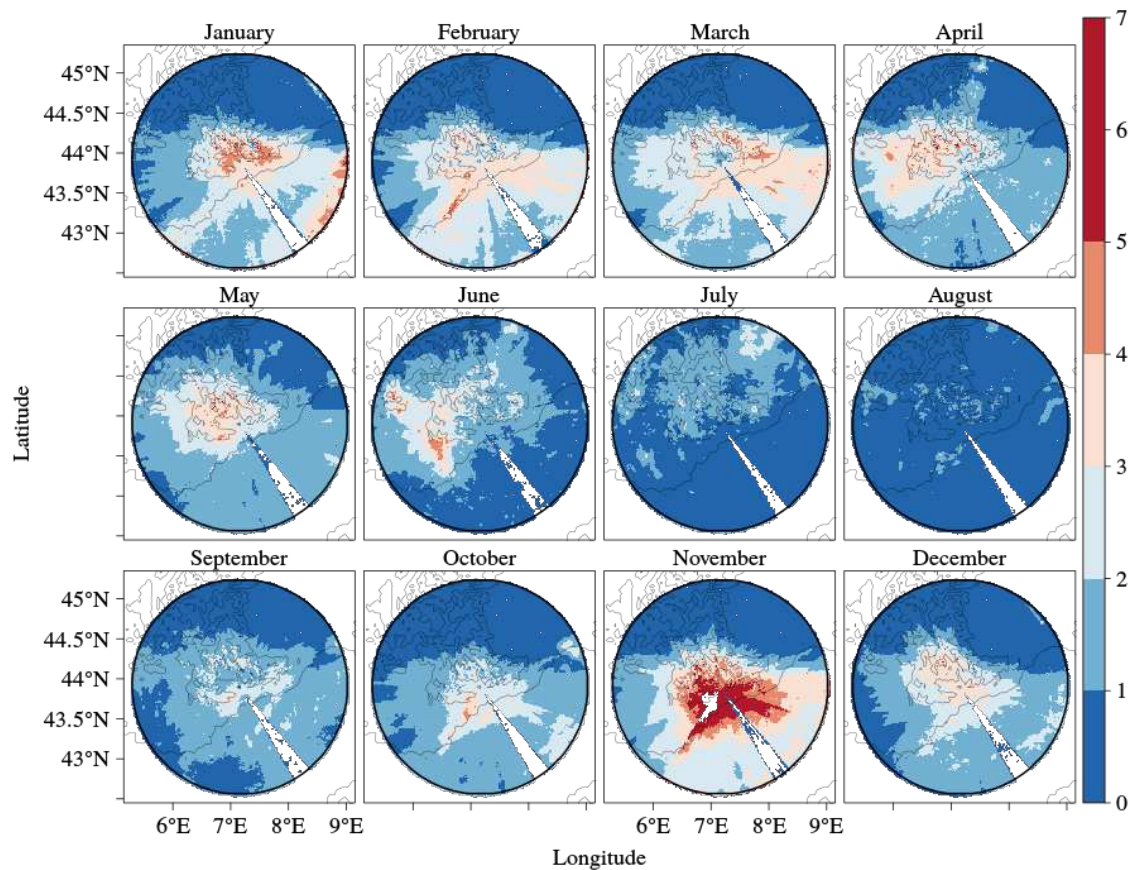
284 To investigate the relationship between elevation and daily rain accumulation, we
285 computed a density plot of daily rain accumulation versus elevation over land per month
286 (Fig. 7). The correlation is clear during summer up to 2000 m. On average the rain
287 accumulation increases by 0.5 mm/d/km. During winter and spring a relation exists but

288 only up to about 1000 m (increase of about 1 mm/d/km). Moreover the relation is not
289 as clear as for summer. During the fall no clear relation can be found.

290 During summer the strong correlation of rain with elevation confirmed the typical
291 scheme of the air mass that rises and condensates on mountain foothills. During this
292 season, because of the anticyclonic conditions, it is one main mechanism to produce rain.
293 During the other seasons these results suggest that elevation is not the only driver of
294 intense rains.



(a)



18

(b)

Figure 6: (a) Bar plot of daily rain accumulation (mm/d) averaged per month and per region. The green bars correspond to standard deviation over the region per month. (b) Daily rain accumulation (mm/d) averaged per month. The section without data is due to a mask from an antenna located close to the radar

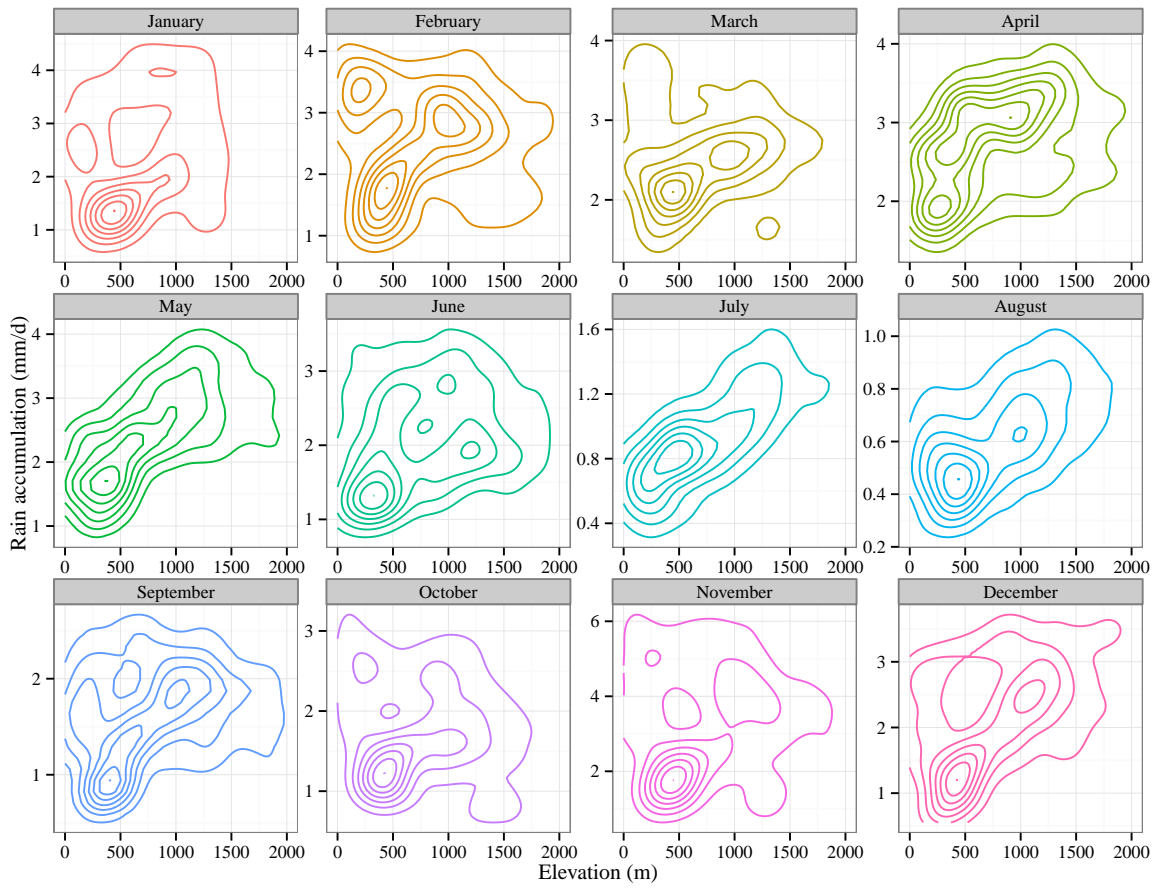
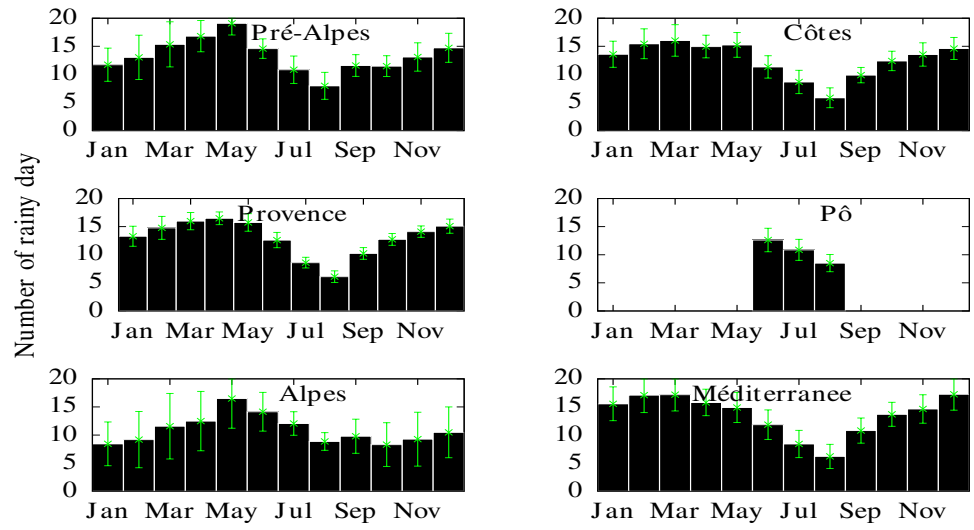


Figure 7: Density plot of daily rain accumulation (mm/d) averaged per month versus elevation. The y-scale is free.

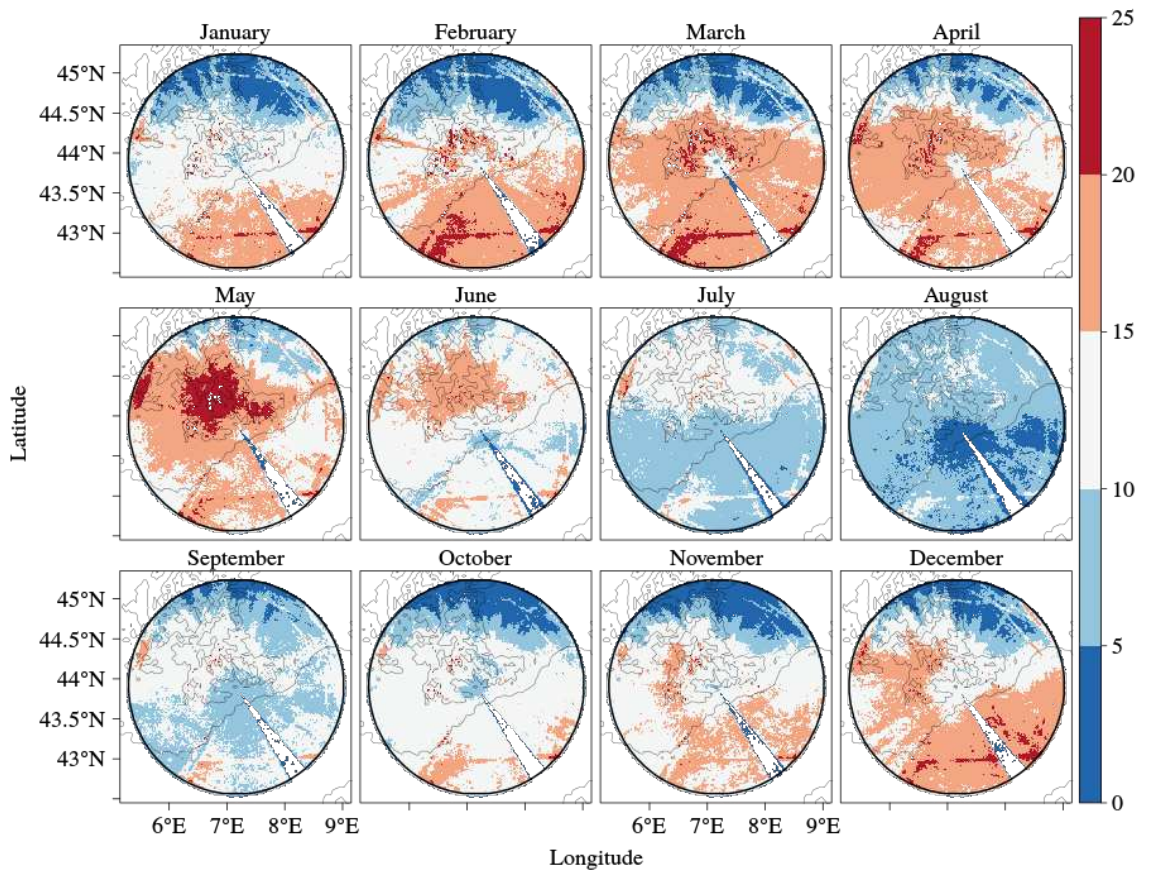
295 *4.2.2. Rain occurrence*

296 The number of rainy day (i.e., a day for which rain occurs) show a strong seasonal
297 variability for every region (Fig. 8 (a) and (b)). During the year, it rains from 5 (August)
298 to 20 days (December to May). There is a displacement of rain occurrence from sea to
299 land during the year. During summer very few rainy days occurs in the region. Over the
300 Mediterranean and the coast, the number of rainy day is maximal between December and
301 March (~ 15 days) and minimal in August (< 5 days) (Fig. 8 (a)). In the Provence and
302 pre-Alps, the occurrence is maximum between March and May (more than 20 rainy days
303 in May for the pre-Alps) and minimum in August (5-10 days). In the Alps, the maximum
304 occurs in May (15-20 days), no clear minimum is detected during the year and there is a
305 significant number of rain events in summer compared with other regions.

306 It is worth comparing these figures with figures 6 and 8. Indeed months with higher
307 daily rain accumulation do not always correspond to months with higher number of rainy
308 days. This result is particularly clear for bar plots (Fig. 6 (a) and 8 (b)). For example
309 May is a very rainy month but with a overall rain amount rather weak compared with
310 November. It means that rain processes over the region are different during the year.
311 During spring, most of meteorological events are frontal systems whereas in the fall most
312 of meteorological events are organized deep convective systems. During summer, the rain
313 accumulation is very weak for the Mediterranean sea nevertheless few rain events occur
314 in this region (Fig. 8).



(a)



21

(b)

Figure 8: (a) Bar plot of number of rainy day per region and per month. The green bars correspond to standard deviation over the region per month. (b) Number of rainy day per month. Straight lines can be seen on these maps. They are related to airways

315 *4.2.3. Extreme rain events*

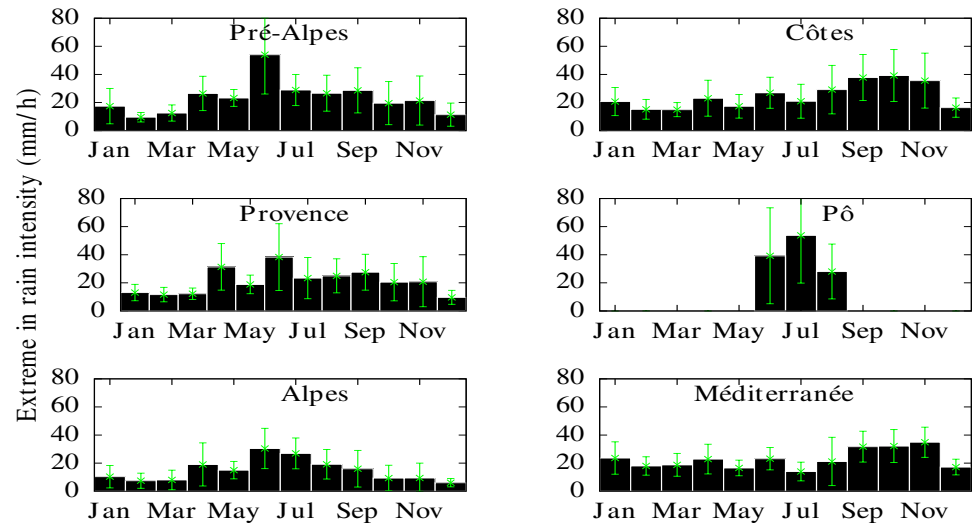
316 In the following, we study the extreme events both in terms of instantaneous rain rate
317 and in terms of daily rain accumulation. This distinction is valuable because it gives us
318 the possibility to detect regions prone to meteorological extreme events (**MEE**) (i.e., high
319 intensity rain events) and regions prone to hydrological extreme events (**HEE**) (i.e., high
320 impact rain events). The MEE refers to heavy rainfall events such as thunderstorms, the
321 HEE refers to rainfall events with important daily accumulations that can trigger floods.
322 Obviously a rainfall event can be both a MEE and a HEE. Specifically, the area is divided
323 in pixels of 4 km² and for each pixel the probability distribution function (**PDF**) of rain
324 rate and daily rain accumulation is computed. We select the value corresponding to the
325 99.99th quantile (**Q99.99**) of rain rate PDF and to the 99th quantile (**Q99**) for daily rain
326 accumulation PDF.

327 Figure 9 (a) and (b) show the location of MEE. The MEE occur between April and
328 August (rain rate above 160 mm/h). Regions with the highest probability to be struck
329 by MEE are located inland and especially over the foothills of the Alps. The probability
330 of MEE is moderate during the fall on Mediterranean and the coast. The probability of
331 MEE is very weak everywhere between December and March.

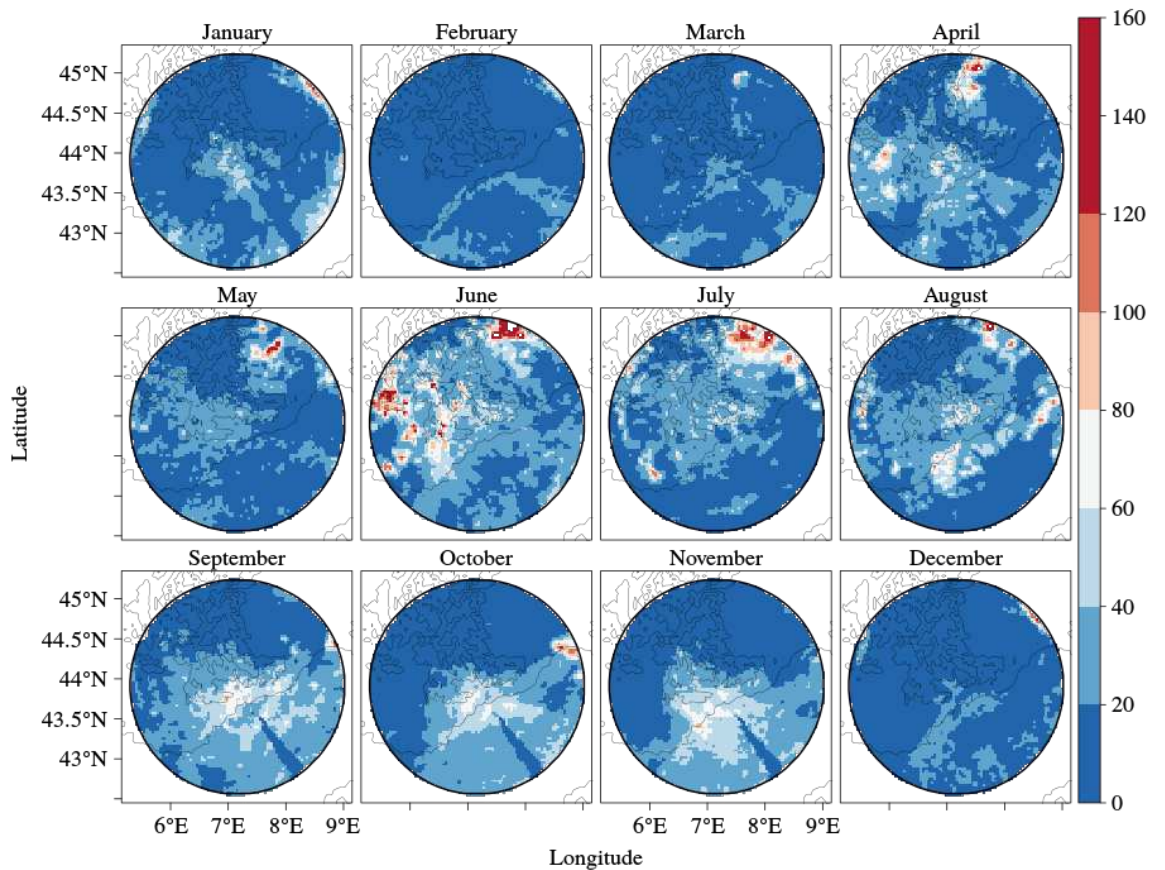
332 The most extreme rain events of the Alps-Mediterranean Euroregion are related to
333 convective cells. It partially explains the observed pattern in figure 9. The maxima are
334 very localized highlighting the impact of local forcing (topography, convergence zone) in
335 this region, which strongly controls the location of very intense rainfall.

336 During late summer and the fall, convective rains occur mainly on sea and coast be-
337 cause of the strong contrast between warm sea and cold land. Some studies on neighbour-
338 ing regions confirm this interpretation: Funatsu et al. (2009), using satellite instrument
339 and Holt et al. (2001), using lightning activity measurements.

340 It is interesting to notice that the MEE do not explain the daily rain accumulation
341 pattern (see Fig. 6). They highlight the small scale variability of extreme rain events
342 explaining the difficulty to forecast rainfall location and intensity accurately during sum-
343 mer.



(a)



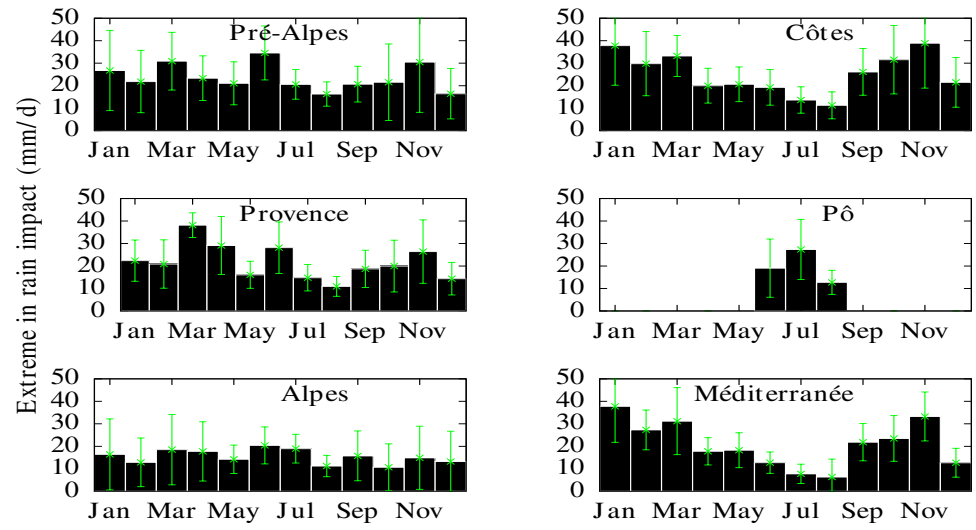
(b)

Figure 9: (a) Bar plot of rain rate (mm/h) corresponding to Q99.99 of MEE per region and per month. The green bars correspond to standard deviation per region and per month. (b) Rain rate (mm/h) corresponding to Q99.99 of MEE per month

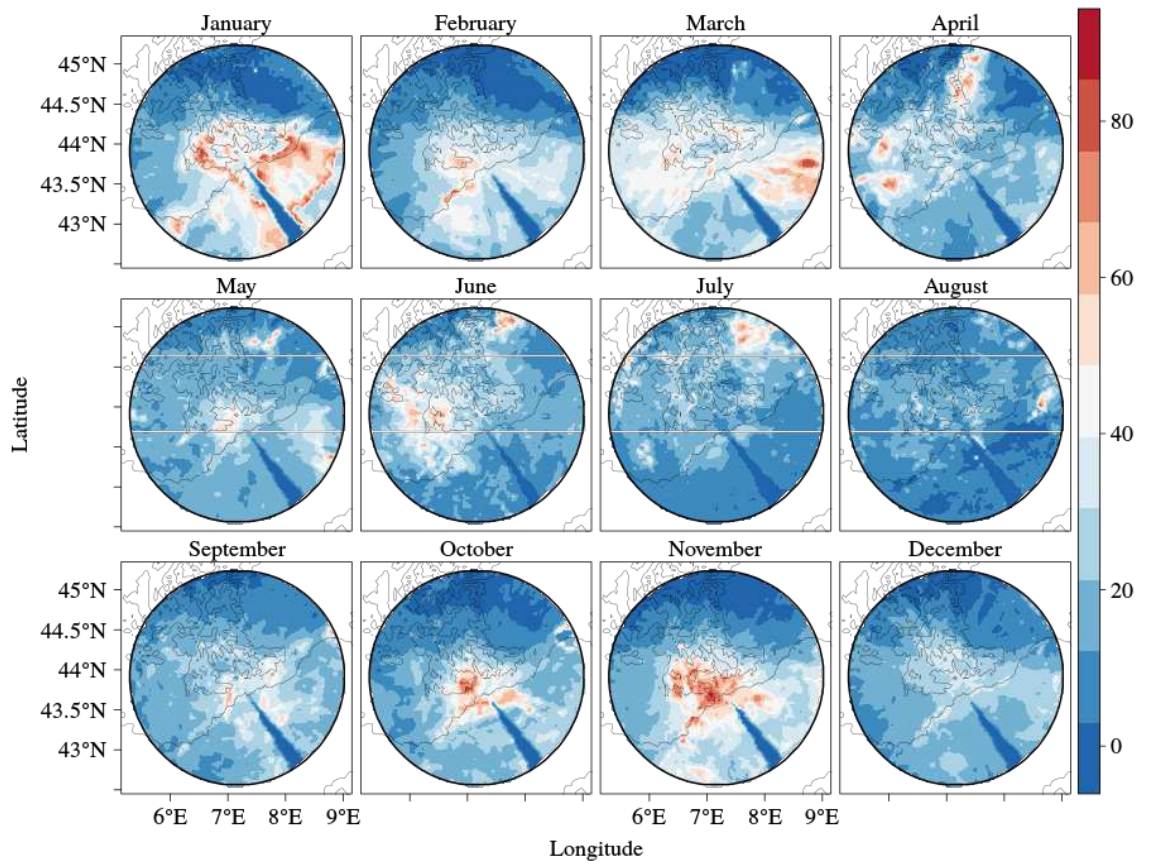
344 We also study HEE in order to highlight the regions frequently impacted by important
345 daily rain accumulation (i.e., regions with a potential risk of flood) (Fig. 10 (a) and (b)).
346 The coast and the Mediterranean show a strong seasonal signal with a maximum in
347 January (~ 40 mm/d) and minimum in August (< 10 mm/d) whereas pre-Alps, Alps and
348 Provence do not show any seasonal cycle. For the pre-Alps the average value is about
349 25 mm/d, for the Provence about 20 mm/d and for the Alps about 10 mm/d. The maxima
350 are less localized for HEE than for MEE.

351 No pronounced seasonal cycle occurs on land for HEE. Nevertheless, previous sections
352 showed that other parameters (accumulation, number of rainy days and MEE) have a sea-
353 sonal cycle. A possible explanation is that during winter, frontal precipitation is moderate
354 in intensity but has a long duration, which implies important rain accumulation. During
355 summer frontal systems are rare but convective activity triggers heavy precipitation with
356 on relatively short duration resulting in an important accumulation.

357 We compute a scatter plot of MEE versus HEE per month to investigate the relation-
358 ship between both variables (Fig. 11). The correlation is clear during the fall. Because
359 HEE are related to rainy events with strong hydrological impact whereas MEE are related
360 to rainy events with strong intensity, the scatter plot reveals that during the fall some
361 regions (in particular coastal regions) are both prone to heavy MEE and heavy HEE.
362 This explains the frequent floods in these regions (for instance Nice, 1-6 November 2012).
363 During spring and summer the correlation exists but is not as clear as in the fall. During
364 winter, no obvious relationship is found.



(a)



(b)

Figure 10: (a) Bar plot of rain daily amount (mm/d) corresponding to Q99 of HEE per region. The green bars correspond to standard deviation over the region per month. (b) Rain daily amount (mm/d) corresponding to Q99 of HEE per month

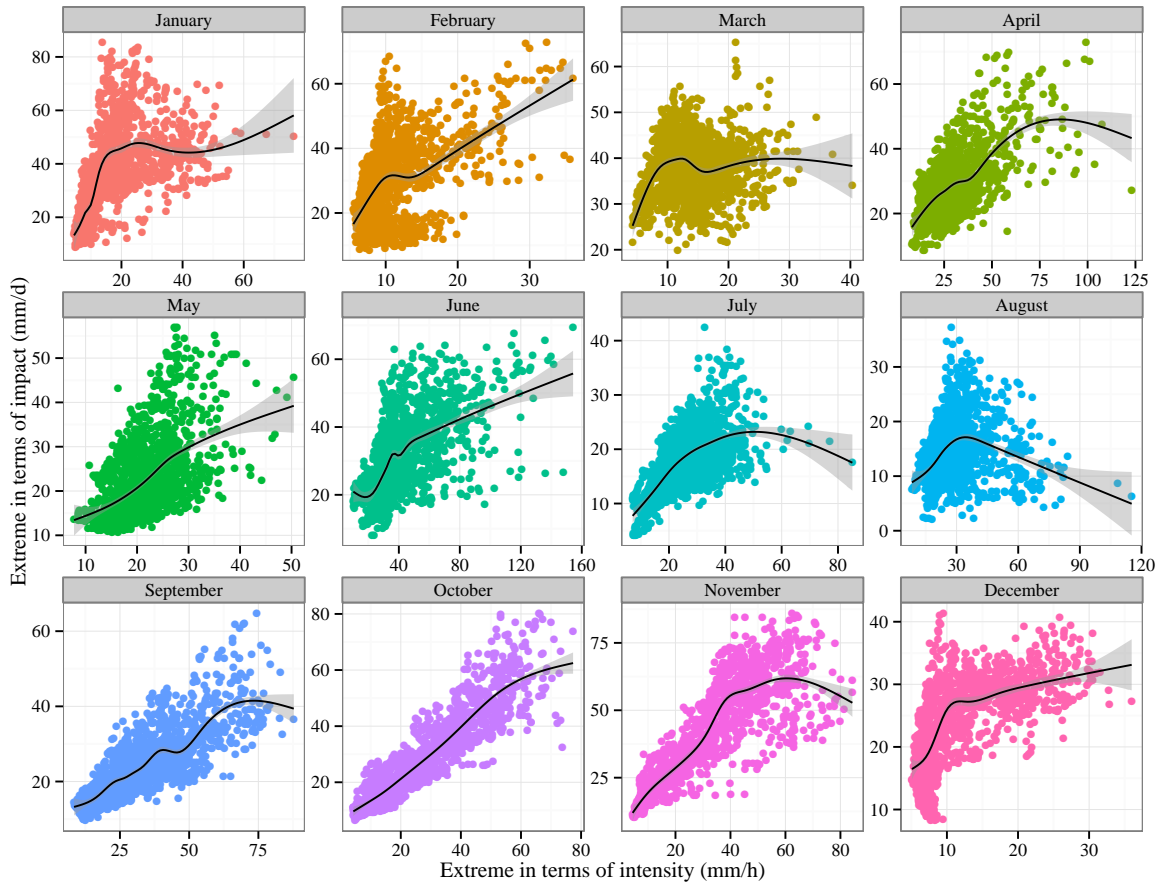


Figure 11: Scatter plot of MEE versus HEE per month. The scales are free.

365 *4.3. Inter-annual variability*

366 The last aspect explored is the inter-annual variability of rain intensity and distribution
367 from 2009 and 2012. To this aim, we compute Hovmöller diagrams and ensure that the
368 spatial axis of Hovmöller diagram is perpendicular to the coast (i.e., SW-NE direction)
369 as we showed in previous sections that the main seasonal variability corresponds to the
370 sea-land displacement of rain.

371 *4.3.1. Daily rain accumulation*

372 Figure 12 (a) shows the Hovmöller diagram for daily rain accumulation. The annual
373 cycle shows a maximum during the fall (October-November), a maximum during the
374 winter (between January and April) and a minimum during summer (July-August). The
375 maxima are mainly located along the coast except for January 2012 where a maximum
376 value is observed in the Mediterranean Sea region. For the temporal period investigated,
377 the main maximum corresponds to the fall 2010 and January 2012 with rain accumulation
378 higher than 4.5 mm/d. Overall the position of maxima of rain accumulation is rather
379 constant over the year during the four years investigated but intensity varies strongly
380 (e.g., fall 2009 vs fall 2010). The migration of rain to the North is only significant in 2009
381 and 2010 and the summer 2011 and 2012 appear very dry (nearly no rain in July 2012).
382 No clear tendency is found.

383 *4.3.2. Rain occurrence*

384 The Hovmöller diagram for number of rainy days is shown in figure 12 (b). The
385 seasonal cycle is rather clear: as for rain accumulation, the maxima are found during
386 the fall and winter (from October to March) (more than 20 days) and the minimum
387 during summer (July-August). Both annual minimum and maximum are located over the
388 Mediterranean. During the 4 years, it rained at least 5 days per month. Year 2011 is

389 noticeable with very few rainy days and without a maximum during the fall. The inter
390 annual variability is low: the position of maxima (fall and winter) is rather constant so
391 is the minimum (summer). Nevertheless the maximum during the fall does not always
392 occur.

393 The comparison between the Hovmöller diagram for daily rain accumulation and rain
394 occurrence reveals that both parameters are not always correlated. For example, the local
395 maxima of rain accumulation during the fall 2011 is related to few rainy days meaning
396 that only few rain events provided a large amount of rain. On the contrary strong rain
397 accumulation during winter and fall 2010 is related to a local maximum of rainy days.
398 Moreover the position of maxima are different: in the coast region for rain accumulation
399 and in the Mediterranean Sea region for rain occurrence. Finally, once again no tendency
400 is observed during the four years of the analysis.

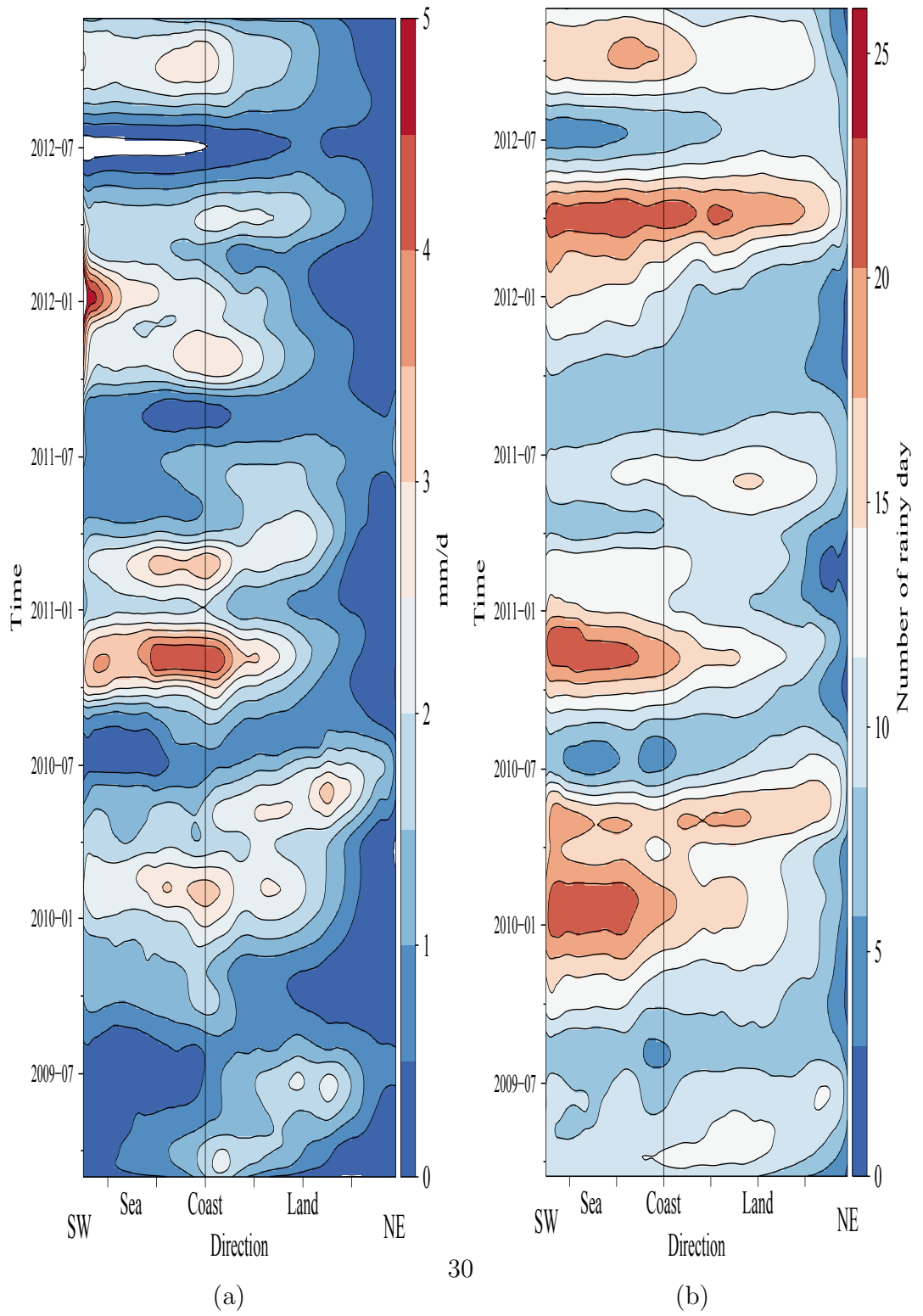


Figure 12: Hovmöller diagram for (a) daily rain accumulation (mm/d) and (b) number of rainy day per month. The x-axis corresponds to a direction parallel to the coast. The black line symbolized the coast

401 *4.3.3. Extreme rain events*

402 A pronounced seasonal cycle is found for the MEE (Fig. 13 (a)). The main pattern
403 observed is the displacement of MEE from sea to land during the year related, as already
404 discussed, to convective rain. A maximum is found during the late spring over the North
405 part of the region and a secondary weaker maximum is found over the Mediterranean
406 during the fall. The minima of MEE are found over the Mediterranean during spring and
407 over the land during winter. The inter-annual variability is high: the intensity of the late
408 spring maxima decreases between 2009 (>60 mm/h) and 2011 (~ 35 mm/h). In 2012 no
409 late spring maximum is found. The maximum over sea during the fall occurs every year
410 but varies in intensity: it has a higher value in 2010 (~ 50 mm/h) than other years (~ 35
411 mm/h). Overall the position of maxima is constant year after year (except during spring
412 2012). The tendency observed for these four years is a decrease of maximal intensity over
413 land.

414 Figure 13 (b) shows a Hovmöller of HEE. The seasonal cycle is not regular probably
415 meaning that HEE are less correlated with seasonal cycle than MEE. A minimum is found
416 in summer (<10 mm/d). The maxima occur between the fall and early spring along the
417 coast. Secondary maximum occurs during late spring in the north of the region. It is not
418 surprising to find maxima along the coast where thermal contrast are the highest. The
419 location of maxima remains constant during the 3 years nevertheless intensity of those
420 maxima is variable. In particular 2011 and 2012 have a summer with few HEE. The
421 period where most HEE occurred is the fall 2011. These events are responsible of floods
422 over the Nice region (1-6 November). No obvious tendency is found over the 4 years. A
423 striking feature is highlight when comparing figures 13 and 13: if the pattern is rather
424 similar in 2009 for both parameters, the pattern is reverse in 2010 and 2011. Specifically,
425 the HEE displace from sea to land between January and June whereas the MEE displace

426 from land to sea between June and December.

427 We showed that inter-annual variability of daily rain accumulation, rain occurrence,
428 MEE and HEE is much more important on land than on sea. It shows that the land is
429 much more sensitive to processes with small temporal scales whereas sea is only affected
430 by long term tendencies thank to its inertia. Another point is that maxima are located
431 along the coast for rain accumulation and HEE, over the land for MEE and over the sea
432 for rain occurrence. It means that, for rain accumulation and HEE, the strong contrast
433 between land and sea is an important factor. For MEE, the main factor is the orography
434 and seasonal warming of land. Finally for rain occurrence, the main factor might be the
435 moisture brings by the Mediterranean.

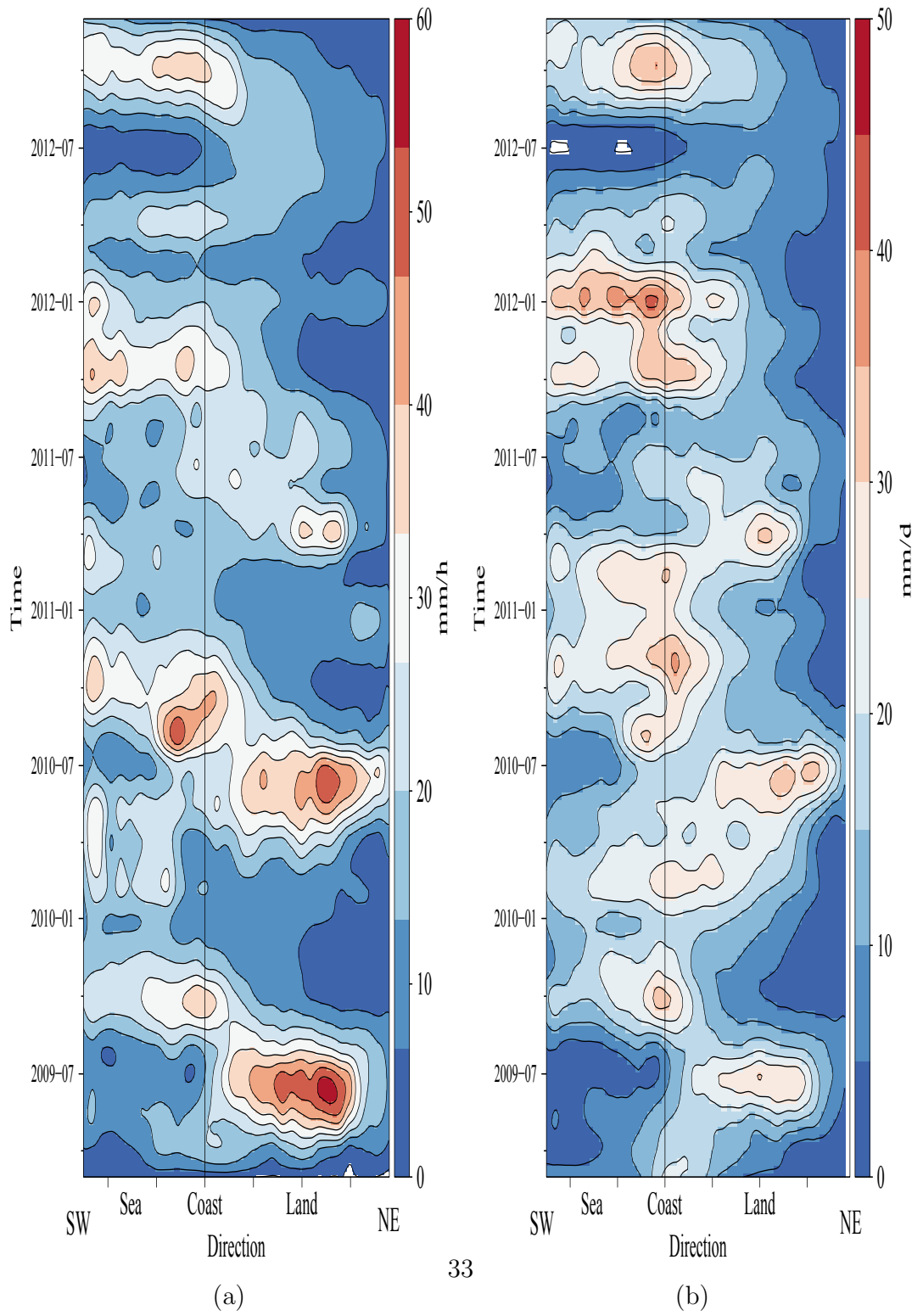


Figure 13: Hovmöller diagram for (a) rain rate (mm/h) corresponding to Q99.99 of MEE and (b) rain daily amount (mm/d) corresponding to Q99 of HEE per month. The x-axis corresponds to a direction parallel to the coast. The black line symbolized the coast

436 5. Conclusion

437 The aim of the paper was to characterize the local scale variability of rainfall distribu-
438 tion and intensity in the Alps-Mediterranean Euroregion. We analyzed a 4-year rainfall
439 time series measured by an X-band polarimetric and Doppler radar called Hydrix. This
440 radar presents a spatial resolution of 1 km and a temporal resolution of 5 minutes and
441 is located close to Nice, France. Specifically, the radar range encompasses 6 sub-regions:
442 two plain regions (Pô and Provence), the Maritime Alps, the pre-Alps, the coast and the
443 Mediterranean sea.

444 In this study, we described the rainfall variability from small scale (diurnal cycle) to
445 large scale (inter-annual variability) with a particular attention given to extreme events.
446 At small temporal scale, we showed that the diurnal cycle occurs during summer in land
447 regions. In particular, the maximal rain accumulation occurs between 10 and 22 UTC and
448 is related to convective processes. We also detected a secondary peak in the early morning
449 for regions close to the sea during fall and winter. This peak is probably the signature of
450 a land breeze convergence along the coast. The exact time of the afternoon peak depends
451 to the proximity from the sea and the month of the year. Moreover the intensity of
452 the peak is higher in the Provence in the spring than during summer on the contrary
453 to the Alps where the peak intensity gets in strength from May to July. The behavior
454 of the diurnal cycle in the Provence could be related to the early warming of the land
455 (in comparison to mountain area) during spring then the establishment of anticyclonic
456 conditions during summer that attenuates the intensity of the peak. For the Alps, the
457 increase of the peak intensity could be related both to the warming of this region and the
458 orographic convection that lead to heavy rain in the afternoon during summer.

459 At seasonal scale, we studied the variability of daily rain accumulation, rainy days
460 occurrence and extreme rain events. The main seasonal variability is related to the rain

461 displacement from land to sea between late spring and fall. Overall, November is the most
462 favorable month to important rainfall accumulation but May is the month where rain is
463 the more likely to occur and June is the most favorable month to MEE. Moreover regions
464 prone to MEE are very localized and are mainly located in the pre-Alps and Po regions.
465 Regions impacted by the HEE are the coast, the south of the Alps and the Mediterranean
466 Sea. We also showed that during fall months coastal regions are prone to heavy HEE and
467 heavy MEE thus likely to important floods. We also studied the relationship between daily
468 rain accumulation and topography elevation. Moreover results show linear relationship
469 between both parameters during summer months from 0 to 1500 m indicating that rainy
470 events are mainly driven by orographic forcing during this period.

471 The last part of the study focus on the inter-annual variability. The time series showed
472 a moderate inter-annual variability in terms of daily rain accumulation and extreme rain
473 events in terms of impact and an important variability of the number of rainy days and
474 MEE. In particular the years 2009 and 2010 showed a strong probability of MEE compared
475 to 2011 and 2012. We also showed that the position of maxima for the various parameters
476 depends on the time of the year and on the parameter. The position of the maxima
477 can possibly be explained by the regional properties (for instance land region warms up
478 quickly in summer and thus are more favorable to MEE than maritime regions). The next
479 step of the analysis of inter-annual variability will be to explain its origin. Preliminary
480 results using WRF (Weather Research and Forecasting) model outputs suggests that this
481 variability is mainly related to three meteorological parameters: potential vorticity at 250
482 hPa and 500 hPa, pressure in the whole troposphere and wind direction.

483 This analysis highlighted the extremely high rain variability over a complex region.
484 The analysis of rainfall at very small scale in a mountainous region and over the sea is
485 new. Results showed that rain events can be very localized, which makes them difficult

486 to represent in models with coarse resolution. The results of this study can be used to
487 evaluate downscaled or small scale models and in particular to test if each component
488 of rainfall (accumulation, extreme) are well reproduced. These results can also be used
489 to identify regions where the probability of extreme rain events is maximum in order
490 to deploy rain gages or mobile stations. The diurnal cycle section can also be used to
491 evaluate numerical weather prediction models and underlying parametrization schemes.
492 The methodologies followed in this paper are transposable to other radars. This study has
493 been conducted for some given temporal scales (daily, seasonal, annual). A complementary
494 analysis has also been conducted using the same dataset to analyze relationship between
495 these scales (Rysman et al., 2013).

496 Future works will be done to understand meso and large scales processes that lead to
497 intense precipitation in the region. In particular we will use meteorological parameters
498 (e.g., humidity flux and CAPE) to characterize their impact on precipitation intensity
499 and to explain some of the feature that we characterized in this study. Moreover as long
500 as the database will extend, it will be interesting to check if the highlighted patterns in
501 the inter-annual variability section are recurrent.

502 **Acknowledgment**

503 We would like to acknowledge Jacques Parent du Châtelet and Jean-Claude Heinrich
504 for providing rain gage data from Météo France network and Roberto Cremoni for pro-
505 viding rain gage data from Arpa Piemonte and Arpa Liguria networks. We also would
506 like to thank Georges Scialom and Céline Bellard for their insightful comments and for
507 the careful proofreading of this paper. We acknowledge two anonymous referees for their
508 insightful comments.

509 **References**

- 510 Adler, R.F., Huffman, G.J., Chang, A., Ferraro, R., Xie, P.P., Janowiak, J., Rudolf,
511 B., Schneider, U., Curtis, S., Bolvin, D., Gruber, A., Susskind, J., Arkin, P.,
512 Nelkin, E., 2003. The Version-2 Global Precipitation Climatology Project (GPCP)
513 Monthly Precipitation Analysis (1979 Present). *Journal of Hydrometeorology* 4, 1147.
514 doi:10.1175/1525-7541(2003)004.
- 515 Alfieri, L., Smith, P.J., Thielen-Del Pozo, J., Beven, K.J., 2011. A staggered approach
516 to flash flood forecasting - case study in the Cévennes region. *Advances in Geosciences*
517 29, 13–20. doi:10.5194/adgeo-29-13-2011.
- 518 Bocolari, M., Malmusi, S., 2013. Changes in temperature and precipita-
519 tion extremes observed in Modena, Italy. *Atmospheric Research* 122, 16–31.
520 doi:10.1016/j.atmosres.2012.10.022.
- 521 Boudevillain, B., Argence, S., Claud, C., Ducrocq, V., Joly, B., Joly, A., Lambert, D.,
522 Nuissier, O., Plu, M., Ricard, D., Arbogast, P., Berne, A., Chaboureau, J.P., Chapon,
523 B., Crepin, F., Delrieu, G., Doerflinger, E., Funatsu, B., Kirstetter, P.E., Masson,
524 F., Maynard, K., Richard, E., Sanchez, E., Terray, L., Walpersdorf, A., 2009. Projet
525 Cyprim, partie I : Cyclogeneses et précipitations intenses en région méditerranéenne :
526 origines et caractéristiques. *La Météorologie* 66, 18–28. doi:10.4267/2042/28828.
- 527 Bougeault, P., Binder, P., Buzzi, A., Dirks, R., Houze, R., Kuettner, J., Smith,
528 R.B., Steinacker, R., Volkert, H., 2001. The MAP Special Observing Period.
529 *Bulletin of the American Meteorological Society* 82, 433–462. doi:10.1175/1520-
530 0477(2001)082;0433:TMSOP;2.3.CO;2.

A.2. Space-time variability of the rainfall over the western Mediterranean region : a statistical analysis

Cet article est basé sur les résultats du 5^{ème} chapitre de cette thèse.

Space-time variability of the rainfall over the western Mediterranean region: A statistical analysis

J.-F. Rysman,¹ S. Verrier,^{2,3} Y. Lemaître,² and E. Moreau⁴

Received 3 December 2012; revised 28 June 2013; accepted 16 July 2013.

[1] This study aims at better understanding the space-time statistical properties of rain over a Mediterranean region. To this end we analyzed temporal, spatial, and spatio-temporal spectra of rain field maps provided by an X-band radar situated in the southeast part of France. The database extends from 2009 to 2012 and has a spatial and temporal resolution of 1 km² and 5 min. The analysis highlights several scaling regimes, which are interpreted in terms of meteorological structures (convective cells, mesoscale structures, and midlatitude cyclones). The analysis of spectra per month confirms the dependency of the spectral signature to the underlying meteorological process. Nevertheless, our results also reveal that for a given range of scales (20–45 min in time and 7–20 km in space), spectral slope is monthly invariant. It means that rain behaves identically, in terms of scaling, whatever the mechanism that generated it (convection, front). Moreover, spectral analysis shows that the temporal decorrelation scale is 10 days, which can possibly be related to the longest lifetime of a meteorological phenomenon in the region (i.e., about 10 days). An approach to compute the scaling anisotropy between space and time is proposed. It reveals that, over two distinct ranges of scales (7–20 km/20–45 min and 20–70 km/45 min–3 h), the scaling anisotropic coefficient is equal to 2. It also reveals that the ratio of spectral slope of 2-D angle averaged spatial spectrum versus 1-D temporal spectrum is equal to 1 over these ranges of scales. It suggests a similarity in the second-order properties (e.g., correlation) of temporal and spatial rain field. All these results are important to better understand rainfall statistical behavior and could also be used for the development of downscaling schemes and the validation of numerical weather models.

Citation: Rysman, J.-F., S. Verrier, Y. Lemaître, and E. Moreau, (2013), Space-time variability of the rainfall over the western Mediterranean region: A statistical analysis, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 118, doi:10.1002/jgrd.50656.

1. Introduction

[2] Rainfall processes in the western part of the Mediterranean region are characterized by an important spatial and temporal variability. Because of its latitude (between 36°N and 44°N), the region is affected both by the midlatitude low-pressure belt and by the subtropical highs. In particular, during winter, the region is constantly affected by frontal precipitations generated by midlatitude disturbances. During the summer, the weather is drier because of the Azores anticyclone. Nevertheless, deep convection frequently occurs

during the afternoon [Funatsu *et al.*, 2009]. Other factors such as North Atlantic Oscillation, convergence zones, and mountains influence the precipitation of this region [see Boudevillain *et al.*, 2009]. The western Mediterranean region has also one of the world's highest density of cyclogenesis [Pettersen, 1956; Hoskins and Hodges, 2002; Wernli and Schwierz, 2006].

[3] All these processes influence the rainfall and can cause dryness or severe floods over this region. For instance, the Draguignan region in the south of France was affected by a recent flood (15–16 June 2010) that caused 20 casualties and damages estimated at more than 500 million euros [Moreau and Roumagnac, 2010]. Since more than 150 millions people live in the Mediterranean region, study and prevention of such disasters are crucial. For this purpose, an X-band polarimetric and Doppler radar called Hydrix has been installed close to Nice (southeastern France) in 2007 in the frame of FRAMEA project (Flood forecasting using Radars in Alpine and Mediterranean Areas) [Testud *et al.*, 2007]. This radar measures rain with spatial and temporal resolutions of respectively, 1 km² and 5 min. The established database extends from 2009 to 2012. The high resolution and

¹UPMC Univ. Paris 06, Université Versailles St-Quentin, CNRS/INSU, LATMOS-IPSL, Guyancourt, France.

²Université Versailles St-Quentin, CNRS/INSU, LATMOS-IPSL, Guyancourt, France.

³Now at LOCEAN-IPSL, CNES, Paris, France.

⁴Novimet, Guyancourt, France.

Corresponding author: J.-F. Rysman, LATMOS, 11 Boulevard d'Alembert, 78280 Guyancourt, France. (jean-francois.rysm@latmos.ipsl.fr)

wide temporal extension of measurements associated to the diversity of rainfall processes found in this region make this data set particularly valuable and gives the possibility to analyze statistically the space-time variability of precipitation under various meteorological conditions.

[4] Every meteorological process from the synoptic scale to the scale of droplets formation impacts the temporal and spatial characteristics of rain. Thus, precipitation involve a large spectrum of phenomena whose respective contributions are extremely difficult to diagnose and for some of them to forecast. However, numerous authors [*Fraedrich and Larnder*, 1993; *Olsson et al.*, 1993; *Tessier et al.*, 1993; *Fabry*, 1996; *Over and Gupta*, 1996; *Deidda*, 1999; *Nykanen and Harris*, 2003; *Lovejoy and Schertzer*, 2008; *Mandapaka et al.*, 2009; *Verrier et al.*, 2011] showed that despite this complexity, rainfall variability is characterized by an empirical scale-invariance. Scale-invariance (or self-similarity) implies that the statistical moments of rainfall follow a power law whose exponent remains constant over a range of scales. Moreover, several studies [*Over and Gupta*, 1994, 1996; *Perica and Fofoula-Georgiou*, 1996; *Harris et al.*, 1996; *Purdy et al.*, 2001; *Nykanen and Harris*, 2003; *Nykanen*, 2008] showed that various scaling exponents are influenced by the implied meteorological processes (synoptic weather, CAPE, orography).

[5] In this context, this paper aims at investigating statistically the spatial and temporal variability of rain in terms of meteorological processes over the western Mediterranean region. Understanding of the space-time variability of rainfall over various ranges of scales is particularly valuable for meteorologists and hydrologists either to analyze the involved processes or to develop downscaling methods for local rain estimate from space-borne observations or large-scale numerical models [see *Olsson*, 1998; *Biaou*, 2004; *Rebora et al.*, 2006].

[6] The paper is organized as follows. Section 2 presents the data set used in this study. Section 3 introduces the analysis tools. Section 4 highlights the main characteristics of the precipitation observed by the radar. First, we present and interpret in terms of meteorological processes the one-dimensional temporal and spatial spectra of rainfall. Then we analyze the spatio-temporal field by computing two-dimensional space-time spectra and scaling anisotropy coefficient. The discussion and conclusion are given in section 6.

2. Data

[7] The rainfall dataset is derived from radar measurements performed by an X-band polarimetric and Doppler radar, called Hydrix, located at Mont Vial (1500 m) close to Nice in the southeastern France (Figure 1). Technical information about this radar can be found in *Le Bouar et al.* [2008] and *Moreau et al.* [2009]. In order to convert the radar reflectivity (i.e., the reflected electromagnetic signal) into rainfall intensity, the ZPHI algorithm [*Testud et al.*, 2000] is applied. This algorithm corrects from beam attenuation along each radial and then computes the N_0^* parameter derived from the drop size distribution $N(d)$ in order to retrieve the rain rate through the relation (equation (1)):

$$R = a(N_0^*)^{1-b} Z^b \quad (1)$$

where R is the rain rate (mm/h), a and b are two constant empirical coefficients, and Z is the reflectivity (dBz). An estimation of rain at ground is performed using a weight average of the rainfall obtained at multiple elevations. Weights take into account the altitude of measurements, the precipitation phase, and the beam masking. For a more detailed description of this method, see *Le Bouar et al.* [2008]. Rainfall data validation has been performed by comparison with S-band radar observations [*Diss et al.*, 2009] and rain gage measurements [*Moreau et al.*, 2009].

[8] The rainfall database extends continuously from March 2009 until today. The spatial resolution is 1×1 km and the temporal resolution is 5 min. Most of interruptions last only a few hours (the longest six interruptions lasted between 3 and 7 days). In order to get a regular sampling, linear interpolation was performed for interruptions shorter than 1 h and rain was set to zero for interruptions longer than 1 h. This method does not impact significantly the statistical properties because missing data represent less than 5% of the full time series. Another issue comes from the radar signal attenuation with distance. Indeed, in spite of the correction of radar attenuation along each radial beam, the rainfall measurement can be affected by remaining attenuation in case of strong rain. As a result, in order to minimize errors on the highlighted rainfall statistical properties, radar measurements are restricted to a 100 km radius.

3. Scaling Behavior

[9] As discussed above, numerous authors demonstrated the presence of scale invariance in various meteorological fields. This section describes the spectral analysis, which permits to highlight the scaling behavior of rain and shows how to link scaling properties and meteorological processes.

3.1. Spectral Analysis

[10] Spectral analysis, just like other tools such as autocorrelation and variograms [see *Creutin and Obled*, 1982; *Lebel et al.*, 1987; *Berne et al.*, 2004; *Barros et al.*, 2004; *Berne et al.*, 2009; *Kirstetter et al.*, 2010; *Molinié et al.*, 2012; *Mandapaka et al.*, 2012], allows to investigate the second-order properties of a field. It has been shown that if a physical process presents a scale-invariance in the time or space domain, its power spectral density exhibits a power law behavior in the frequency domain (equation (2)):

$$P(f) \sim f^{-\beta} \sim T^\beta \quad (2)$$

where f is the frequency and T the period.

[11] Decrease of $P(f)$ with frequency is related to the increase of the mean variance with period. The β value shows how fast this increase is. In other words, it shows how fast the autocorrelation (the autocorrelation is the Fourier transform of the power spectral density) decreases with lag. The faster the autocorrelation decreases, the lower the β value is. In the limit, a white noise has a β exponent equal to zero whereas a highly correlated process has a high β value. A way to understand this concept is to consider a Brownian motion. For example, a Brownian motion is highly correlated at a given time $t + 1$ with time t and is less and less

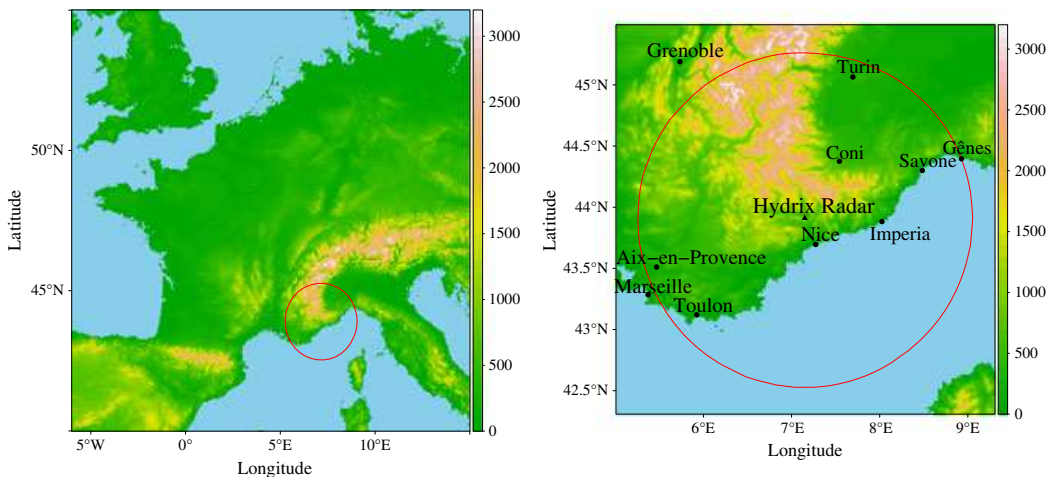


Figure 1. Area covered by the radar Hydrix.

correlated as far as the lag increases. As a result, mean variance at $lag(1)$ is lower than mean variance at $lag(n > 1)$. Moreover, if diffusivity coefficient associated to a Brownian motion is very important, then the autocorrelation decreases strongly with lag and the spectral slope is low.

[12] The power law behavior of power spectral density has been widely used to highlight the scaling behavior of various geophysical fields such as morphology of fractured rock surfaces [Schmitt and Scholz, 1995], wind and temperature [Gage and Nastrom, 1986] or radar reflectivity [Tessier *et al.*, 1993]. Concerning rainfall, temporal [Fraedrich and Larnder, 1993] and spatial [Mandapaka *et al.*, 2009] spectral analysis revealed a scaling behavior over a wide range of scales.

[13] No theory fully explains the observed scaling behavior of rain, but because rain is strongly coupled with wind, the rainfall scaling behavior could be related to the theory of turbulent fields [see Kolmogorov, 1941; Obukhov, 1949; Corrsin, 1951; Kolmogorov, 1962]. In the framework of this theory, Kolmogorov showed in 1941, that the spectrum of velocity increments within an isotropic turbulent flow has a β exponent equal to $5/3$. Later, Corrsin and Obukhov showed that the spectrum of the concentration of a passive scalar is also scaling with the same $5/3$ exponent. For a more detailed discussion about rain and turbulence, see Lovejoy and Schertzer [2008].

[14] Space and time are not independent for rainfall processes. For example, a rain cell advected by winds induces a space and time relationship. It is why we conducted a space-time spectral analysis. Indeed, 2-D analysis highlights the relations between space and time in the frequency domain through their respective scaling behavior and gives information about the space-time characteristics of a given meteorological situation in the real space.

[15] In the present study, the β spectral exponent is computed by performing a linear regression of the logarithm of the frequency versus the logarithm of the power spectral density over a range of scales (temporal or spatial).

[16] In this section, we explained that the value of the exponent of the power law depends on the mean variance between scales. In the next section, we explain that it is possible to link this exponent and the scaling regimes to meteorological processes.

3.2. Scaling Properties and Meteorological Processes

[17] The main objective of this section is to relate empirical scaling behavior of rainfall to meteorological processes.

[18] First, we have to overcome some difficulties related to rainfall behavior. Indeed, the rainfall is very often intermittent. It means that the measured signal is the superposition of the rain signal and the so-called support (meaning the combination of rain and no rain). These two components of the spectrum cannot be easily separated. The only way to get the intrinsic statistical properties of the rain is to extract and to analyze the rainfall signal only for periods of continuous rain. If we do not, the support impacts the spectra as shown by de Montera *et al.* [2009] and Verrier *et al.* [2011]. In particular, these authors showed that dry periods in time series of rain tend to decrease spectral slope. These dry periods are governed by physical processes. For instance, gravity waves can produce periodic patterns of rain/no rain areas. Obviously, this has a signature on the support. Thus, the support itself is related to the underlying physical processes. In this study we kept the full time series including the zero rain data, i.e., both rain and support signature.

[19] The instrumental approach to measure rainfall is also important: for example, radar measurements have a decreasing spatial resolution with distance because of the increasing

Table 1. Spatial and Temporal Typical Scales Depending on Rossby Number

| Meteorological Scale | Rosby Number | Spatial Scale | Temporal Scale |
|-----------------------------|----------------|---------------|----------------|
| Front | $\sim 10^{-1}$ | 1000 km | 30 h |
| Mesoscale convective system | ~ 1 | 100 km | 3 h |
| Storm | ~ 10 | 10 km | 15 min |

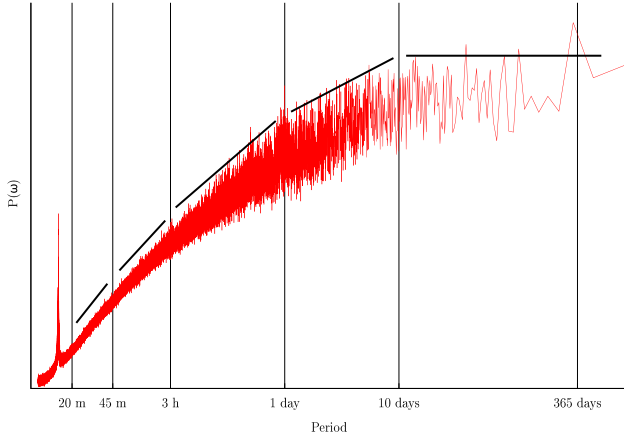


Figure 2. Energy spectral density versus temporal period in a log-log plot.

beam width. It means that the analysis of small scales must be handled with care and that a critical eye on results is important before any conclusion. Concerning radar, another problem appears when the freezing level is at low altitude because radar does not measure rain anymore but snow. Therefore, the question is as follows: Are snow and rain equivalent in terms of scaling properties? *Fabry* [1996] showed that snow and rain have a different scaling behavior but for very small scales (~ 100 m and ~ 10 sec) compared to the resolutions considered in this study.

[20] Eventually, various other processes can impact rainfall scaling behavior such as instrumental artifact or noise, which must be taken into account.

[21] *Purdy et al.* [2001], *Nykanen and Harris* [2003], and *Nykanen* [2008] showed experimentally that the β spectral exponent depends of the meteorological processes. They showed in particular that rain events associated to convective processes have higher β exponents than those associated to stratiform processes. Thus, it means that the scaling regimes of rainfall spectra could be explained by the underlying dynamical processes that generate rain and that we need to know the typical scales of these processes. A possibility is to observe the typical scales of meteorological processes that occur over the studied region as did *Fraedrich and Larnder* [1993], *Olsson et al.* [1993], and *Fabry* [1996].

[22] It is also possible to estimate the typical scales of these processes through a scale analysis of the equations of motion. The horizontal motions are governed by the horizontal momentum equations. If the viscosity terms are neglected, the horizontal projection on the x axis is

$$\frac{du}{dt} = fv - \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x}$$

where u, v is the horizontal velocity, P the pressure, ρ the atmospheric density, and f the Coriolis factor.

[23] The Rossby number allowing this scale analysis is defined by the ratio between the acceleration and the Coriolis force:

$$Ro = \frac{du/dt}{fv} \sim \frac{U}{f_o L}$$

where U is the characteristic horizontal velocity and L is the characteristic horizontal dimension (for details, see *Holton* [1992]). It characterizes the influence on motion of

the Earth's rotation with respect to other processes. At the Mediterranean latitude, typical values for wind velocity and Coriolis factor are $U \sim 10$ m/s and $f_o \sim 10^{-4} s^{-1}$. Therefore, typical temporal and spatial scales of meteorological processes with respect to Rossby value can be estimated (see *Orlanski* [1975], *Atkinson* [1981] and Table 1). A high value of the Rossby number (order of magnitude ~ 10) corresponds to storm scale (or convective scale). It is the size of isolated thunderstorms with typical temporal and spatial scales of about 15 min and 10 km, respectively. A low value of the Rossby number (OoM ~ 0.1) corresponds to synoptic scales (midlatitude cyclones) with typical temporal and spatial scales of 30 h and 1000 km. Intermediate values of the Rossby number (OoM ~ 1) correspond to the mesoscale (convective clusters) with typical temporal and spatial scales of 3 h and 100 km. Since for these different scales the primary forces (Coriolis, pressure, gravity,...) and thus the associated dynamical processes are not the same, we might expect the corresponding rainy structures to show different statistical properties. If we now make the hypothesis that a constant slope (i.e., a scaling regime) is associated to a dynamical process, breaks are expected in the spectra, each break giving roughly the typical scale of the rainfall process. Therefore, we can link the different scale ranges in space and in time of the spectra with meteorological processes.

4. One Dimensional Spectral Analysis

[24] As explained in the introduction, the first part of this work is devoted to one-dimensional analyses for time and space separately. The power spectral density of rainfall is computed and compared to previous works. Then the identify scaling regimes are interpreted in terms of meteorological processes.

4.1. Temporal Analysis

[25] The temporal power spectral density is obtained as follows: each radar map (resolution 1×1 km) is uniformly averaged on a grid with a resolution of 5 km^2 . Then, for each grid box, the temporal Fourier transform (5 min resolution) is computed. Finally the mean of all the temporal spectra obtained is computed.

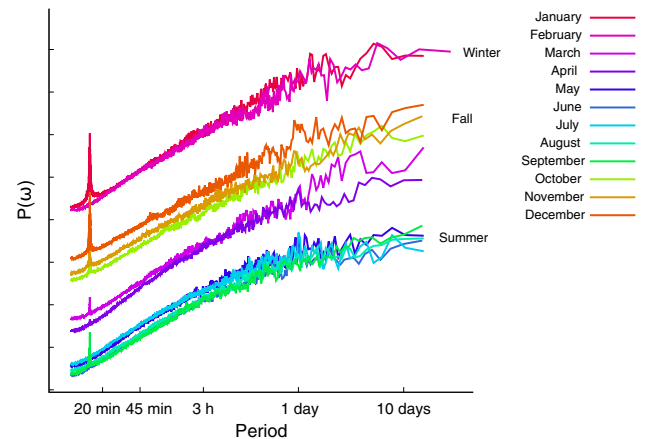


Figure 3. Energy spectral density versus temporal period in a log-log plot by month.

Table 2. Temporal Spectral Slopes for Winter, Summer, and Fall Per Scaling Range

| Season | 20–45 min | 45 min–3 h | 3 h–1 day | 1–10 days |
|--------|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|
| Winter | 1.49 ± 0.05 | 1.35 ± 0.09 | 1.19 ± 0.23 | 0.67 ± 0.3 |
| Summer | 1.49 ± 0.05 | 1.01 ± 0.02 | 0.7 ± 0.07 | 0.12 ± 0.06 |
| Fall | 1.11 ± 0.13 | 1.06 ± 0.11 | 0.97 ± 0.18 | 0.67 ± 0.3 |

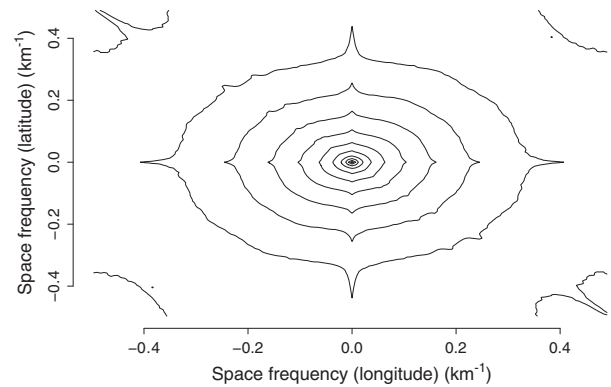
[26] The aggregation results in increasing correlation (organization) within the field as shown by *Olsson et al.* [1999], and as a result, it increases the slope of the computed spectrum. Nevertheless, in the present case, the impact of this aggregation is certainly weak. Indeed, *Olsson et al.* [1999] found that the increase of spectral slope was about 30% for an aggregation of the rainfall field over 500 km^2 area.

[27] The resulting temporal spectrum is shown in Figure 2. The reader must note that the abscissa corresponds to the time period. The spectrum is scaling down to 10 days and shows five different domains of scale invariance. Between 20 and 45 min, the spectrum presents a power law with an exponent of about 1.31, between 45 min and 3 h of about 1.02, between 3 h and 1 day of about 0.79 and between 1 and 10 days of about 0.46. For periods greater than 10 days, the spectrum presents a spectral plateau (exponent 0.09). It means that, for periods larger than 10 days, mean variance between 2 points does not increase anymore, i.e., correlation between rain events does not exist anymore. Comparison with past studies shows that these exponents agree with those previously found [e.g., *Fraedrich and Larnder*, 1993; *Olsson*, 1995; *Fabry*, 1996; *Verrier et al.*, 2011]. The different regimes (domains of scale invariance) also match well with those previously found except that the 20–45 min regime is not always highlighted in these studies.

[28] For scales lower than 15 min, we can notice the flattening of the spectrum. This behavior is probably due to instrumental accuracy and has already been noticed by *Fabry* [1996] and *de Montera et al.* [2009].

[29] The 15 min peak is related to the scanning strategy of the radar. Indeed, the radar scanning cycle is composed of three subcycles of 5 min in order to produce 5 min rainfall estimation. During test phases, the third part of the cycle is used with various operational modes, which slightly modifies the rain rate estimation. Concretely, this effect corresponds to the multiplication of the signal by a value slightly higher than 1 per 15 min. It does not impact the scaling properties of rainfall at other frequencies.

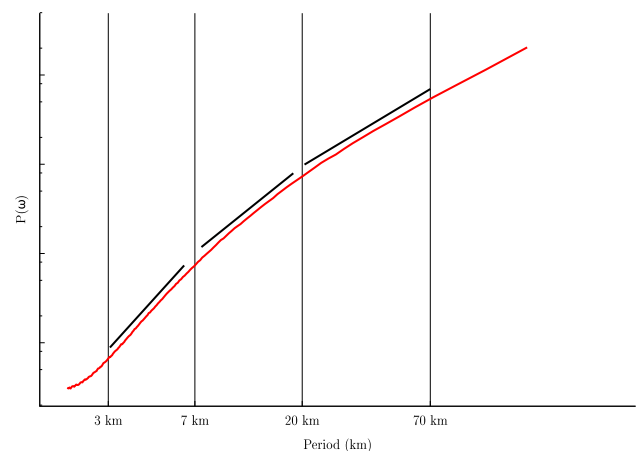
[30] Meteorological processes associated to rainfall in the Mediterranean region vary during the year. In order to see their effects on rainfall spectra, we computed temporal spectra per month. Figure 3 shows that the spectra can be split roughly in three classes: winter months (January to March), summer months (June to August) and fall months (October to December). Spring months show a mix signal between winter and summer months. Between 20 and 45 min every spectrum has roughly the same scaling regime with a slope of about 1.49 ± 0.05 except for fall months, which have a lower slope (1.11 ± 0.13). For summer months, a break occurs at 45 min and a second scaling regime extends between 45 min and 3 h (slope $\sim 1.01 \pm 0.02$). For other months, no break occurs but the slopes are slightly lower than for 20–45 min period (1.35 ± 0.09 for winter and


Figure 4. Level map of the logarithm of the power spectral density (x-y) computed between June 2009 and December 2011.

1.06 ± 0.11 for the fall). Two other breaks are found for every spectra at 3 h and 1 day (corresponding slope for summer: 0.7 ± 0.07 , winter: 1.19 ± 0.23 and fall: 0.97 ± 0.18). Greater than 1 day, the spectra remains scaling up to 10 days during winter and fall months (0.67 ± 0.3) whereas in summer the slope is close to zero (0.12 ± 0.06). Higher than 10 days, every spectra show the spectral plateau. These results are summarized in Table 2.

[31] The previous discussion on dynamical scale (section 3.2), indicates that the accessible scales in the present analysis cover convective scale (partially), mesoscale, and synoptic scale.

[32] An interesting feature is that, between 20 and 45 min, the spectral slope is independent of the month (except during the fall). Moreover, the obtained value is close to $5/3$, which is the expected value for velocity within a turbulent flow. It could indicate that rain at small scales rain is driven by turbulence. The value is a bit lower than $5/3$ possibly because of some zero rain data in time series or because of strong rain cell displacement (two successive points in time at a constant location do not correspond exactly to the same rain cell). This time scale regime (20–45 min) can be related to the minimal time interval encompassing a single and continuous rainfall event. Except for summer months, this scaling range


Figure 5. Energy spectral density versus spatial period in a log-log plot.

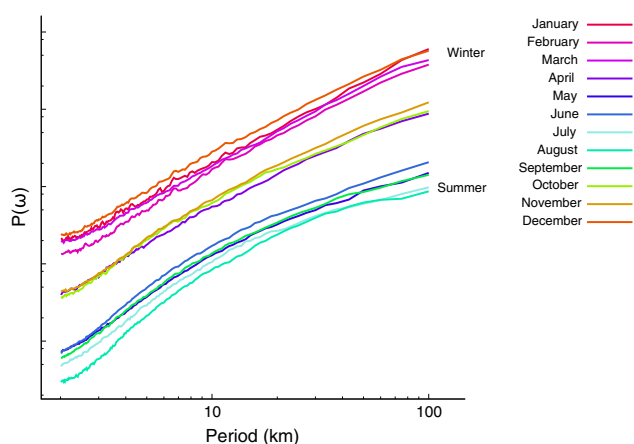


Figure 6. Energy spectral density versus spatial period in a log-log plot by month.

extends until about 3 h despite a slightly lower slope for periods higher than 45 min. An interpretation could be that, during those months, typical duration of rainfall is between a few minutes and 3 h. It is interesting to note that 3 h is the typical duration of mesoscale events (organized convection, front, etc.) as revealed by the analysis of the equations of motion (section 3.2). The slope is slightly lower when periods are higher than 45 min that could be related to the variable duration of rainfall and that, as the period considered becomes longer, more zero rain points are taking into account.

[33] Concerning the summer spectra, we showed that a break appears at 45 min. In section 3.2, we argued that 45 min is the typical time associated to convective scale, and we know that, in summer, most of rain events correspond to convective rain. Thus, lower than 45 min, the

Table 3. Spatial Spectral Slopes for Winter and Summer Per Scaling Range

| Season | 3–7 km | 7–20 km | 20–70 km |
|--------|-----------------|-----------------|-----------------|
| Winter | 1.55 ± 0.05 | 1.55 ± 0.05 | 1.55 ± 0.05 |
| Summer | 2.29 ± 0.11 | 1.55 ± 0.03 | 0.94 ± 0.07 |

scaling range could correspond to a single rainfall events within a convective cell and, between 45 min and 3 h, the scaling range could correspond to the time between consecutive convective cells. Eventually, the break at 3 h could show that, during the summer, mesoscale rain structures also occur.

[34] The break at 1 day appears each month and can be related to the mean time between large scale rain events (for example the time between two fronts on the region). Eventually, the scale range 1–10 days corresponds to the lifetime of synoptical scale structures (i.e., midlatitude cyclone) [McIlveen, 1992]. At longer scales than 10 days, the spectral plateau implies that we do not have any correlation between weather precipitating systems, which travel on the region. A possible interpretation is that organized rainfall processes do not exist longer than the synoptical scale processes. This interpretation is supported by the fact that *Lovejoy and Schertzer* [2010] showed, by a semi-empirical approach, that the 10 day scale is the expected value for the transition between synoptical events and spectral plateau in the atmosphere.

[35] During the fall, slope is lower at high frequency. This surprising behavior appears each year taken individually and will be discussed in detail in the next section.

4.2. Spatial Analysis

[36] The spatial extension (the radar coverage) of our data set is much smaller than the temporal one. It is still

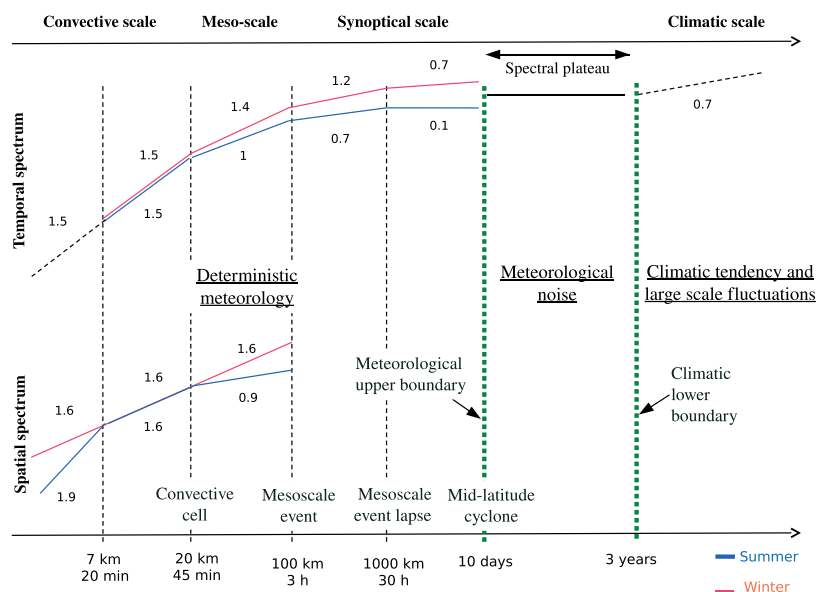


Figure 7. Scheme of spatial and temporal spectra of rainfall with slopes and breaks. We indicated some possible meteorological scales and processes. Dashed lines of the spectra are adapted from *Fraedrich and Larnder* [1993] & *Verrier et al.* [2011]. Note that spatial slopes are estimated by averaging over angles in the 2-D spectra.

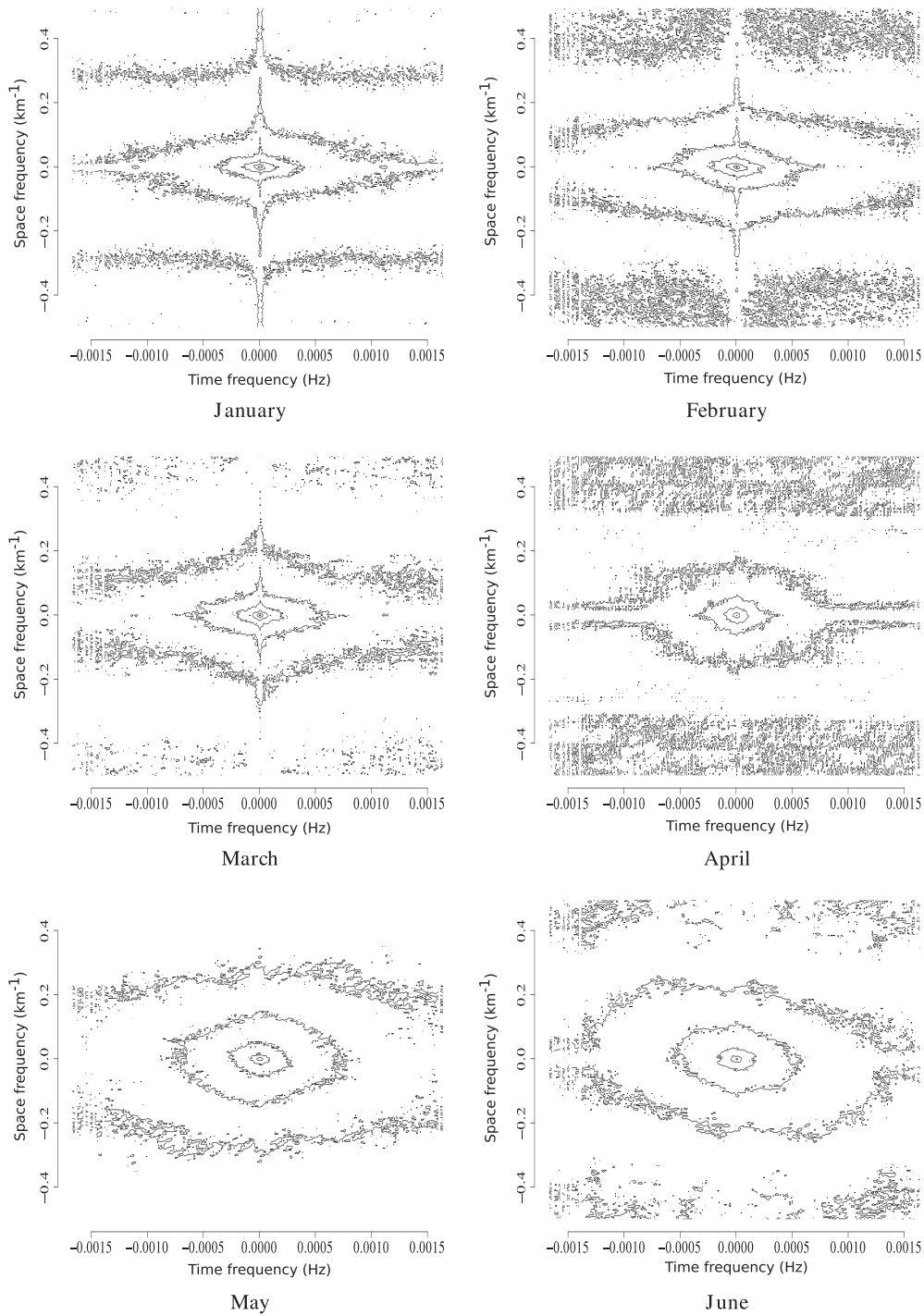


Figure 8. Level map of the logarithm of the power spectral density (x - t) computed between June 2009 and December 2011 (January to June).

possible to study the rainfall scaling behavior for scales lower than the radar area ($40,000 \text{ km}^2$) and higher than the minimal resolution 1 km^2 . As the rainfall field shows a spatial scaling isotropy (see Figure 4), it is equivalent to compute the one-dimensional Fourier spectrum whatever the direction (for any combination of the latitude and longitude). In the present case, for each radar map, two 1D spectra centered on the radar are computed. One along a

direction of constant latitude, and one along a direction of constant longitude. Then, the mean of both 1-D spectra for all the radar maps is computed. In the Kolmogorov sense, the power spectrum is defined as the square of the 2-D Fourier spectrum integrated over all angles. It means that for an angle averaged isotropic 2-D spectrum, an extra factor of $2\pi f$ is needed. Nevertheless, this definition can not be interpreted in terms of correlation within the field that makes

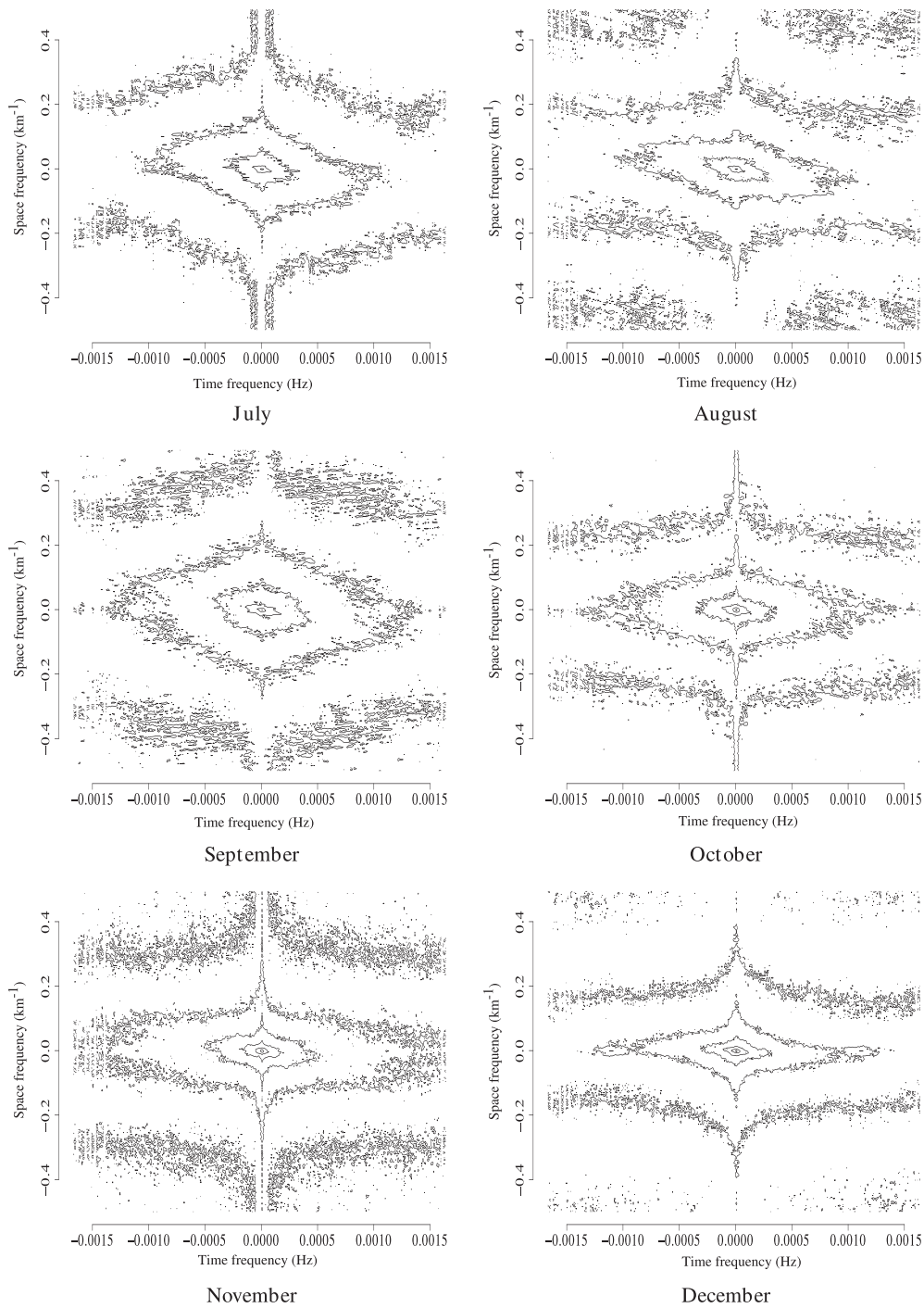


Figure 9. Level map of the logarithm of the power spectral density ($x-t$) computed between June 2009 and December 2011 (July to December).

difficult an interpretation in terms of meteorological processes. For instance, using this definition, a 2-D spatial noise shows a spectral exponent of -1 without meaning in terms of correlation.

[37] The obtained spatial spectrum is shown in Figure 5. Three scaling regimes are identified between 3 and 70 km. The first one extends from 3 to 7 km with a β exponent of about 2.00. Between 7 and 20 km, the exponent is about

1.50. Between 20 and 70 km, the slope is equal to 1.16. For larger scales, the slope of the spectrum decreases slowly ($\beta \sim 0.92$ between 70 and 200 km) and does not appear to be scaling anymore.

[38] As previously discussed, the equivalent slopes in a Kolmogorov sense are 1, 0.50, and 0.16. These values are lower than the one predicted by Kolmogorov ($5/3$) and the one computed by *Tessier et al.* [1993], who found a β equal

to 1.45 between 75 m and 10 km for radar reflectivity, and Verrier *et al.* [2010] who reported that the spectrum of African monsoon storms is scaling between 1 and 10 km with a β exponent of 1.47. These authors estimated this exponent on full rain maps. Therefore, the observed slopes are lower probably because of zero rain data effect (radar maps with partial rain coverage).

[39] In Figure 5, we can also see that for scales lower than 3 km, the spectrum becomes flatter. This is related to the minimum scale reachable by the radar resolution (see, for example, the spatial spectrum in Verrier *et al.* [2010]).

[40] As for the temporal analysis, each month is analyzed separately (Figure 6). Winter and summer months show very different behaviors. Winter months are scaling from 3 to 70 km with a slope of about 1.55 ± 0.05 , whereas summer months show two breaks at 7 and 20 km (slope: 2.29 ± 0.11 , 1.55 ± 0.03 , and 0.94 ± 0.07). Other months show a mix signal between winter and summer months. These results are summarized in Table 3.

[41] Spatial scales analyzed correspond to convective scale and mesoscale. As for temporal spectra, the slope of a scaling regime (i.e., 7–20 km) is found to be constant whatever the month. Moreover, for winter months, the slope (~ 1.55) remains constant between 3 and 70 km. Thus, in winter, a unique scaling regime characterizes the rainfall scaling behavior from 3 to 70 km. This scaling range could be related to the size of a continuous rainfall events (i.e., frontal system), which is wider than 70 km in winter. In summer, the situation is more complex: three scaling regimes are observed (3–7 km, 7–20 km, and 20–70 km). Because 3–7 km scaling regime occurs only in summer, it is probably related to convection. Nevertheless 3–7 km is smaller than the typical size of a convective system in this region (~ 20 km), and the slope of this scaling regime is much greater than the slope of the corresponding scaling regime in winter. A possible explanation can be that during convective activity, the main flux is buoyancy variance flux [see Schertzer and Lovejoy, 1985] (not the energy flux), which can increase the spectral slope. Another explication could be that turbulence within updraft area is strongly anisotropic. Therefore, the 3 to 7 km scaling regime could be related to the updraft region of the convective cell where atmosphere is strongly anisotropic.

[42] However, the previous interpretations must be handled with care because filtering methods can also affect spectra at small scales. In particular, spatial resolution decreases with distance from the radar. As a result, rain field is smoother when it is far from the radar that can increase spectral slope for small scales.

[43] Another break occurs at 20 km in summer. It probably corresponds to the transition between intra-events and inter-events regimes. Indeed 20 km is the typical size of convective cells in the region. In winter, no break occurs because rainfall is more widespread.

[44] Eventually, the fact that the spectra does not show a clear scaling regime for larger scale than 70 km probably results from radar attenuation.

[45] Most of the authors [e.g., Menabde *et al.*, 1997; Nykanen and Harris, 2003; Nykanen, 2008] who studied the spatial scaling of the rainfall did not discuss the breaks at 7 and 20 km (Gires *et al.* [2011] mentioned the break at 20 km). It is probably related to the fact that most of the

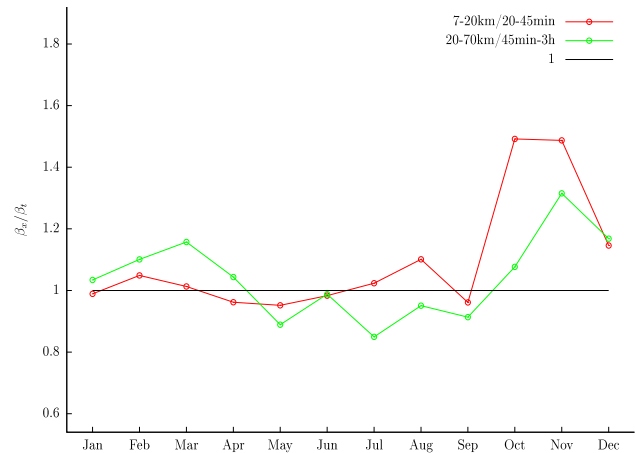


Figure 10. Spectral exponent ratios for each month for scale range 7–20 km/20–45 min and 20–70 km/45 min–3 h.

previous studies focused on particular convective storms and not on successive convective precipitating systems including their stratiform zones as we did here.

[46] In the previous section, we showed that temporal spectra have a surprising behavior for small periods during the fall. On the other hand, in this section, we showed that spatial spectra in the fall are very similar to winter spectra. A possible explanation of this behavior follows.

[47] Rysman *et al.* [2012] showed that, in the fall, since the Mediterranean is warmer than land, convection occurs on the Mediterranean and is quickly advected by wind because there is no land barrier. So, a possible explanation could be that cell displacement is too quick relative to sampling time which does not permit to sample a continuous rain cell, and as a result, two successive points in time are not strongly correlated and spectral slope is lower.

[48] As a conclusion, Figure 7 summarizes the main characteristics of the one-dimensional temporal and spatial spectra described in this section. In this figure, we added some part of spectra extracted from other studies at larger and lower scales. In particular, Fraedrich and Larnder [1993] showed that for periods greater than 3 years, the spectra rises monotonically. As we showed, for periods greater than 10 days, we do not have any correlation among the data and it could appear surprising to have a correlation at much more larger scales. A possible explanation could be that this correlation is related to the climatic tendency. This tendency could be part of a long-term cycle and be significantly detectable only for time scales greater than 3 years. The spectral plateau between 10 days and 3 years could correspond to an intermediate region where variance between two points does not increase as the temporal lag increases (i.e., successive weather systems do not show any correlation above the region) and where climate tendency is hidden by meteorological noise. As a consequence, we could fix the limit of deterministic meteorology analysis at a period lower than 10 days and the lower boundary of climate analysis at 3 years. It would imply that trying to forecast weather at higher ranges than 10 days based on actual observations might be hopeless. Moreover, we showed that the spectral plateau occurs for periods lower than 10 days in summer. It could explain why forecasts are less accurate in

summer than in winter in the region. Nevertheless, previous interpretations must be handled with care. In particular, we only studied the second-order properties of the rain signal. Additional analysis for other moments are needed in order to check that the decorrelation at 10 days appears for every moment. Moreover, complementary analyses must be conducted on other meteorological parameters and with other methods.

5. Two Dimensional Spectral Analysis

5.1. Space-Time Spectra

[49] As shown previously, one-dimensional analysis is a precious tool to explore the rainfall scaling behavior. However, it does not allow investigations of the relationship between spatial and temporal scales. Few studies used multi-dimension spectral analyses to document rainfall scaling behavior. For instance, *Crane* [1990] evaluated the spatial isotropy of rain for several events. *Tessier et al.* [1993] studied the rain space-time relationship (z - t) using a two-dimensional Fourier transform. *Marsan et al.* [1996] computed x - t and y - t spectra on rainfall data to test their space-time model. *de Michele and Bernardara* [2005] proposed a generalized form of the spectral density function to take into account the space-time anisotropy and to realize a 3-D (x - y - t) fit on four rainfall events.

[50] In the present study, we were interested in the statistical properties that exist between space and time. We used longitude for space component, but latitude could have been identically used because of the spatial scaling isotropy (see Figure 4). We investigated these properties in relation to meteorological processes and their evolution during the year. Note that contrary to previous studies [e.g., *Marsan et al.*, 1996; *Venugopal et al.*, 1999], we do not aim at proposing a model that links space and time.

[51] A two-dimensional fast Fourier transform algorithm is applied on a window of 120 km versus 1 day. As a result, the spectra mainly combine convective scale and mesoscale structures for spatial frequencies and mesoscale and synoptic scale structures for temporal frequencies. The energy spectral density is averaged for every month of the 3 year database.

[52] Figures 8 and 9 present a level map of the logarithm of the obtained power spectral density averaged by month. Note that spectra shown on these maps are not equivalent to 1-D spectra because frequencies are plotted on linear axes. Because of linear axes, most of the periodicities observed on those maps are short (mainly between 2 and 30 km spatially and between 5 min and 2 h temporally). The figures show an elliptical structure and important variability during the year. The pattern evolves during the year from a strong stratification in temporal frequency, for winter months, to an isotropy for summer. As shown in previous sections, in winter, the spatial spectral slope is equal to 1.55 and the temporal slope is equal to 1.5. The spectra appear deformed because of the chosen axis. In summer, the temporal slope is the same but the spatial slope is higher (~ 1.83). Hence, the spectra look rather isotropic. The main idea here is that computing a 2-D spectrum provides a straightforward way of getting information on rainfall space-time properties and the shape

of the 2-D spectra depends on the involved meteorological processes.

[53] These figures reveal another feature: the overall rotation of ellipses. As the Fourier transform results in a $\pi/2$ direct rotation, the ellipse rotation in the frequency space corresponds to a rotation in the real space that is related to the eastward displacement of rain. This can be easily verified using time series of reflectivity map (not shown).

5.2. Space-Time Scaling Anisotropy

[54] The last part of this work is devoted to space-time scaling anisotropy. The knowledge of space-time scaling relationships is of primer interest to understand rainfall internal behavior and evolution.

[55] We computed the spectral exponent ratio for every month for two scaling regimes. The two scaling regimes investigated are 7–20 km versus 20–45 min and 20–70 km versus 45 min–3 h. Figure 10 gives the time evolution of the obtained ratios during the year. The spectral exponent ratio is shown to be equal to 1 (except during the fall). This constancy during the year confirms in an indirect way that the scaling ranges considered in this analysis are part of the same meteorological processes. Moreover, the fact that the ratio equals 1 suggests a similarity in the second-order properties (e.g., correlation) of rainfall.

[56] *Marsan et al.* [1996] and *Pecknold et al.* [2001] showed that the scaling anisotropy coefficient H_t can be derived from spectral slopes β_x and β_t using the following equation:

$$1 - H_t = \frac{\beta_x - 1}{\beta_t - 1} \quad (3)$$

where β_x is computed with integration over angle of 2-D spectrum. H_t is found to be equal to 2 except in the fall. Some other estimations of this coefficient based on different methods gave different values [*Marsan et al.*, 1996; *Deidda*, 2000; *de Montera et al.*, 2010] ($H_t \sim -0.1$, $H_t \sim -0.12$ and $H_t \sim 0.37$). Some downscaling approaches based on scaling space-time cascades assume that when lengths are divided by δ_{xy} , then duration is divided by $\delta_t = \delta_{xy}^{1-H_t}$ and $H_t = 1/3$ is the usual value used [e.g., *Biaou*, 2004; *Gires et al.*, 2012]. The value obtained in this study is larger than these values possibly because of the zero effect and this must be confirmed in future studies.

6. Conclusion

[57] A 3-year rainfall time series of radar maps obtained from an X-band, polarimetric, and Doppler radar was analyzed. The spatial and temporal resolutions are 1 km and 5 min, respectively. These data were analyzed using temporal, spatial, and spatio-temporal power spectral analyses.

[58] One-dimension power spectra in space and time was used to highlight the well-known power law scaling behavior from 5 min to 10 days. Several scaling regimes were found for time and space. Based on meteorological arguments, we interpreted each scaling regimes found with the spectral analysis. In particular, the convective, mesoscale, and synoptic scale regimes impact the temporal spectra whereas the convective and mesoscale regimes impact the spatial spectra. Temporal spectra also showed that the longest period where we found temporal correlation in

rainfall is 10 days. Climatic fluctuations are only detectable for periodicities higher than 3 years. In the second part of the study, we used space-time spectra to investigate the scaling relationship between space and time. We showed that the high variability of 2-D scaling behavior from month to month was due to the various rainfall processes during the year. Moreover, we were able to compute space-time anisotropy coefficient per and we showed that it is equal to 0.

[59] This analysis provides precious information on spatial and temporal variability of rainfall events in the western Mediterranean region. It suggests that rainfall scaling relationship strongly depends on the encountered weather regime and on the scale. Various weather regimes occur in this region and have clear spectral signatures in space and time. As a result, it seems interesting to check that outputs from weather model are in agreement with each part of the observed rainfall spectrum. Indeed, even if rainfall accumulation seems well-forecasted, one has also to verify that the involved processes are consistent with the simulated field [see Koh *et al.*, 2012; Gires *et al.*, 2012, for examples].

[60] Space-time spectrum appears to be valuable to the investigation of statistical properties and space-time relationships. It can be valuable to statistical downscaling, which is essential to disaggregate spatial and temporal outputs of climate models. In particular, we identified several scaling regimes in time and space. Some downscaling method, such as RainFARM [Rebora *et al.*, 2004], use the spectral information at large scales to infer rain at small scale. They could benefit from the highlighted scaling regimes to be improved. Moreover, we showed that the spectral ratio is equal to 1 except in the fall. This property, if confirmed for other moments and other studies, reveals a straightforward relationship between spatial and temporal scaling behavior of rain, which can be important for numerical model schemes. Indeed, it reveals that relation between scales is identical, in terms of second-order properties, for space and time, which suggests that some parameterizations could be applied identically in space and time (for example, microphysical relations based on a characteristic time could be symmetrically associated to microphysical relations based on characteristic length). It has also implications for the understanding of rainfall spatial and temporal relations over scale. For example, organized convection is a combination of convective cells. All these convective cells have a short lifetime and size, whereas the organized system has a larger lifetime and size. It reveals a relation between space and time properties of rain that depends on the scale and that could be related to the properties identified in this study (spectral ratio equal to 1 for two scaling regimes).

[61] In a future work, larger spatial scales will be considered to study processes at synoptical scales. Moreover, the multiscale framework will be useful to improve the analysis of this data set. In particular, some parameters of this model, such as codimension, will be helpful in understanding the involved meteorological processes.

[62] **Acknowledgments.** We would like to thank Aymeric Chazottes and Georges Scialom for their insightful comments and for the careful proofreading of this paper. We also thank the three referees for their helpful comments and suggestions, which improved the paper.

References

- Atkinson, B. (1981), *Meso-Scale Atmospheric Circulations*, Academic Press, London.
- Barros, A. P., G. Kim, E. Williams, and S. W. Nesbitt (2004), Probing orographic controls in the Himalayas during the monsoon using satellite imagery, *Nat. Hazard. Earth Syst. Sci.*, *4*, 29–51.
- Berne, A., G. Delrieu, J.-D. Creutin, and C. Obled (2004), Temporal and spatial resolution of rainfall measurements required for urban hydrology, *J. Hydrol.*, *299*, 166–179, doi:10.1016/j.jhydrol.2004.08.002.
- Berne, A., G. Delrieu, and B. Boudevillain (2009), Variability of the spatial structure of intense Mediterranean precipitation, *Adv. Water Res.*, *32*, 1031–1042.
- Biaou, A. (2004), De la méso-échelle la micro-échelle: Désagrégation spatio-temporelle multifractale des précipitations, Ph.D. thesis, ENSMP.
- Boudevillain, B., et al. (2009), Projet Cyprim, Partie I: Cyclogénèse et précipitations intenses en région méditerranéenne: Origines et caractéristiques, *La Météorol.*, *66*, 18–28, doi:10.4267/2042/28828.
- Corsin, S. (1951), On the spectrum of isotropic temperature fluctuations in an isotropic turbulence, *J. Appl. Phys.*, *22*, 469–473, doi:10.1063/1.1699986.
- Crane, R. K. (1990), Space-time structure of rain rate fields, *J. Geophys. Res.*, *95*, 2011–2020, doi:10.1029/JD095iD03p02011.
- Creutin, J. D., and C. Obled (1982), Objective analyses and mapping techniques for rainfall fields: An objective comparison, *Water Resour. Res.*, *18*, 413–431, doi:10.1029/WR018i002p00413.
- de Michele, C., and P. Bernardara (2005), Spectral analysis and modeling of space-time rainfall fields, *Atmos. Res.*, *77*, 124–136, doi:10.1016/j.atmosres.2004.10.031.
- de Montera, L., L. Barthès, C. Mallet, and P. Golé (2009), The effect of rain-no rain intermittency on the estimation of the universal multifractals model parameters, *J. Hydrometeorol.*, *10*, 493–506, doi:10.1175/2008JHM1040.1.
- de Montera, L., S. Verrier, C. Mallet, and L. Barthès (2010), A passive scalar-like model for rain applicable up to storm scale, *Atmos. Res.*, *98*, 140–147.
- Deidda, R. (1999), Multifractal analysis and simulation of rainfall fields in space, *Phys. Chem. Earth B*, *24*, 73–78, doi:10.1016/S1464-1909(98)00014-8.
- Deidda, R. (2000), Rainfall downscaling in a space-time multifractal framework, *Water Resour. Res.*, *36*, 1779–1794, doi:10.1029/2000WR900038.
- Diss, S., J. Testud, J. Lavabre, P. Ribstein, E. Moreau, and J. Parent du Chatelet (2009), Ability of a dual polarized X-band radar to estimate rainfall, *Adv. Water Res.*, *32*, 975–985.
- Fabry, F. (1996), On the determination of scale ranges for precipitation fields, *J. Geophys. Res.*, *101*, 12,819–12,826, doi:10.1029/96JD00718.
- Fraedrich, K., and C. Larnder (1993), Scaling regimes of composite rainfall time series, *Tellus A*, *45*(4), 289–298.
- Funatsu, B. M., C. Claud, and J.-P. Chaboureau (2009), Comparison between the large-scale environments of moderate and intense precipitating systems in the Mediterranean Region, *Mon. Wea. Rev.*, *137*, 3933–3959, doi:10.1175/2009MWR2922.1.
- Gage, K. S., and G. D. Nastrom (1986), Theoretical interpretation of atmospheric wavenumber spectra of wind and temperature observed by commercial aircraft during GASP, *J. Atmos. Sci.*, *43*, 729–740, doi:10.1175/1520-0469(1986)043<0729:TIOAWS>2.0.CO;2.
- Gires, A., I. Tchiguirinskaia, D. Schertzer, and S. Lovejoy (2011), Analyses multifractales et spatio-temporelles des précipitations du modèle Méso-NH et des données radar, *Hydrol. Sci. J.*, *56*, 380–396, doi:10.1080/026266672011.564174.
- Gires, A., C. Onof, C. Maksimovic, D. Schertzer, I. Tchiguirinskaia, and N. Simoes (2012), Quantifying the impact of small scale unmeasured rainfall variability on urban runoff through multifractal downscaling: A case study, *J. Hydrol.*, *442*, 117–128, doi:10.1016/j.jhydrol.2012.04.005.
- Harris, D., M. Menabde, A. Seed, and G. Austin (1996), Multifractal characterization of rain fields with a strong orographic influence, *J. Geophys. Res.*, *101*, 26,405–26,414, doi:10.1029/96JD01656.
- Holton, J. (1992), *An Introduction to Dynamic Meteorology*, Academic Press Inc, Waltham.
- Hoskins, B. J., and K. I. Hodges (2002), New perspectives on the Northern Hemisphere winter storm tracks, *J. Atmos. Sci.*, *59*, 1041–1061, doi:10.1175/1520-0469(2002)059<1041:NPOTNH>2.0.CO;2.
- Kirstetter, P.-E., G. Delrieu, B. Boudevillain, and C. Obled (2010), Toward an error model for radar quantitative precipitation estimation in the Cévennes-Vivarais region, France, *J. Hydrol.*, *394*, 28–41, doi:10.1016/j.jhydrol.2010.01.009.
- Koh, T.-Y., B. C. Bhatt, K. K. W. Cheung, C. K. Teo, Y. H. Lee, M. Roth, and Purnawirman (2012), Using the spectral scaling exponent for

- validation of quantitative precipitation forecasts, *Meteorol. Atmos. Phys.*, *115*, 35–45, doi:10.1007/s00703-011-0166-4.
- Kolmogorov, A. (1941), The local structure of turbulence in incompressible viscous fluid for very large Reynolds' Numbers, *Akad. Nauk SSSR Dokl.*, *30*, 301–305.
- Kolmogorov, A. N. (1962), A refinement of previous hypotheses concerning the local structure of turbulence in a viscous incompressible fluid at high Reynolds number, *J. Fluid Mech.*, *13*, 82–85, doi:10.1017/S0022112062000518.
- Le Bouar, E., E. Moreau, and J. Testud (2008), The rain accumulation product from the X-band polarimetric radar HYDRIX, WRaH (Weather Radar and Hydrology).
- Lebel, T., G. Bastin, C. Obled, and J. D. Creutin (1987), On the accuracy of areal rainfall estimation: A case study, *Water Resour. Res.*, *23*, 2123–2134, doi:10.1029/WR023i011p02123.
- Lovejoy, S., and D. Schertzer (2008), Turbulence, raindrops and the $1^{1/2}$ number density law, *New J. Phys.*, *10*(7), 075017, doi:10.1088/1367-2630/10/7/075017.
- Lovejoy, S., and D. Schertzer (2010), Towards a new synthesis for atmospheric dynamics: Space-time cascades, *Atmos. Res.*, *96*, 1–52.
- Mandapaka, P. V., P. Lewandowski, W. E. Eichinger, and W. F. Krajewski (2009), Multiscaling analysis of high resolution space-time lidar-rainfall, *Nonlinear Processes Geophys.*, *16*, 579–586.
- Mandapaka, P. V., U. Germann, and L. Panziera (2012), Diurnal cycle of precipitation over complex Alpine orography: Inferences from high-resolution radar observations, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, *139*, 1025–1046, doi:10.1002/qj.2013.
- Marsan, D., D. Schertzer, and S. Lovejoy (1996), Causal space-time multifractal processes: Predictability and forecasting of rain fields, *J. Geophys. Res.*, *101*, 26,333–26,346, doi:10.1029/96JD01840.
- McIlveen, R. (1992), *Fundamentals of Weather and Climate*, Chapman & Hall, London, UK.
- Menabde, M., A. Seed, D. Harris, and G. Austin (1997), Self-similar random fields and rainfall simulation, *J. Geophys. Res.*, *102*, 13,509–13,516, doi:10.1029/97JD00915.
- Molinié, G., D. Ceresetti, S. Anquetin, J. D. Creutin, and B. Boudevillain (2012), Rainfall regime of a mountainous Mediterranean Region: Statistical analysis at short time steps, *J. Appl. Meteorol. Climatol.*, *51*, 429–448, doi:10.1175/2011JAMC2691.1.
- Moreau, E., J. Testud, and E. Le Bouar (2009), Rainfall spatial variability observed by X-band weather radar and its implication for the accuracy of rainfall estimates, *Adv. Water Res.*, *32*, 1011–1019.
- Moreau, K., and A. Roumagnac (2010), Feedback on floods in Var, south of France, 15th June 2010: Different societal impacts and responses linked to levels of prevention, organization and information, *12th Plinius Conference on Mediterranean Storms, held September 1-4, 2010 in Corfu Island, Greece*, A href="http://meetings.copernicus.org/plinius12">http://meetings.copernicus.org/plinius12, id.Plinius12-24.
- Nykanen, D. K. (2008), Linkages between orographic forcing and the scaling properties of convective rainfall in Mountainous Regions, *J. Hydrometeorol.*, *9*, 327–347, doi:10.1175/2007JHM839.1.
- Nykanen, D. K., and D. Harris (2003), Orographic influences on the multiscale statistical properties of precipitation, *J. Geophys. Res.*, *108*(D8), 8381, doi:10.1029/2001JD001518.
- Obukhov, A. (1949), Structure of the temperature field in a turbulent flow, *Izv. Akad. Nauk S.S.S.R., Ser Geograf. Geofiz.*, *13*, 58–69.
- Olsson, J. (1995), Limits and characteristics of the multifractal behaviour of a high-resolution rainfall time series, *Nonlinear Processes Geophys.*, *2*, 23–29.
- Olsson, J. (1998), Evaluation of a scaling cascade model for temporal rainfall disaggregation, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, *2*, 19–30.
- Olsson, J., J. Niemczynowicz, and R. Berndtsson (1993), Fractal analysis of high-resolution rainfall time series, *J. Geophys. Res.*, *98*, 23,265–23,274, doi:10.1029/93JD02658.
- Olsson, J., V. P. Singh, and K. Jinno (1999), Effect of spatial averaging on temporal statistical and scaling properties of rainfall, *J. Geophys. Res.*, *104*, 19,117–19,126, doi:10.1029/1999JD900271.
- Orlanski, I. (1975), A rational subdivision of scales for atmospheric processes, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, *56*(5), 527–530.
- Over, T. M., and V. K. Gupta (1994), Statistical analysis of mesoscale rainfall: Dependence of a random cascade generator on large-scale forcing, *J. Appl. Meteorol.*, *33*, 1526–1542, doi:10.1175/1520-0450(1994)033<1526:SAOMRD>2.0.CO;2.
- Over, T. M., and V. K. Gupta (1996), A space-time theory of mesoscale rainfall using random cascades, *J. Geophys. Res.*, *101*, 26,319–26,332, doi:10.1029/96JD02033.
- Pecknold, S., S. Lovejoy, and D. Schertzer (2001), Stratified multifractal magnetization and surface geomagnetic fields, II. Multifractal analysis and simulations, *Geophys. J. Int.*, *145*, 127–144, doi:10.1111/j.1365-246X.2001.00345.x.
- Perica, S., and E. Foufoula-Georgiou (1996), Linkage of scaling and thermodynamic parameters of rainfall: Results from midlatitude mesoscale convective systems, *J. Geophys. Res.*, *101*, 7431–7448, doi:10.1029/95JD02372.
- Pettersen, S. (1956), *Weather Analysis and Forecasting*, vol. 1, McGraw-Hill Company, New York and London.
- Purdy, J. C., D. Harris, G. L. Austin, A. W. Seed, and W. Gray (2001), A case study of orographic rainfall processes incorporating multiscaling characterization techniques, *J. Geophys. Res.*, *106*, 7837–7846, doi:10.1029/2000JD900622.
- Rebora, N., L. Ferraris, J. von Hardenberg, and A. Provenzale (2004), Rainfall downscaling by a phase-conserving, nonlinearly-transformed autoregressive model: Validation on radar precipitation estimates, *AGU Spring Meeting Abstracts*, p. A2.
- Rebora, N., L. Ferraris, J. von Hardenberg, and A. Provenzale (2006), Rainfall downscaling and flood forecasting: A case study in the Mediterranean area, *Nat. Hazard. Earth Syst. Sci.*, *6*, 611–619.
- Rysman, J.-F., E. Moreau, and Y. Lemaître (2012), X-band polarimetric and Doppler radar observations of heavy precipitation events over the Mediterranean region (France), *ERAD 2012*, Toulouse, France.
- Schertzer, D., and S. Lovejoy (1985), *The Dimension and Intermittency of Atmospheric Dynamics*, 7-33 pp., B. Launder, New York.
- Schmitt, F., and C. Scholz (1995), Scaling invariance of crack surfaces, *J. Geophys. Res.*, *100*, 5953–5973, doi:10.1029/94JB02885.
- Tessier, Y., S. Lovejoy, and D. Schertzer (1993), Universal multifractals: Theory and observations for rain and clouds, *J. Appl. Meteorol.*, *32*, 223–250, doi:10.1175/1520-0450(1993)032<0223:UMTAOF>2.0.CO;2.
- Testud, J., E. Le Bouar, E. Obligis, and M. Ali-Mehenni (2000), The rain profiling algorithm applied to polarimetric weather radar, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, *17*(3), 332–356.
- Testud, J., J. Lavabre, S. Diss, P. Tabary, and G. Scialom (2007), 2007: HYDRIX radar in FRAMEA—Evaluation of an X-band polarimetric radar using a quasi-colocated S band radar and a rain gauge network, paper presented at International Symposium on X-Band Weather Radar Network, Natl. Res. Inst. for Earth Sci. and Disaster Prev., Tsukuba, Japan.
- Venugopal, V., E. Foufoula-Georgiou, and V. Sapozhnikov (1999), A space-time downscaling model for rainfall, *J. Geophys. Res.*, *104*, 19,705–19,722, doi:10.1029/1999JD900338.
- Verrier, S., L. de Montera, L. Barthès, and C. Mallet (2010), Multifractal analysis of African monsoon rain fields, taking into account the zero rain-rate problem, *J. Hydrol.*, *389*, 111–120, doi:10.1016/j.jhydrol.2010.05.035.
- Verrier, S., C. Mallet, and L. Barthès (2011), Multiscaling properties of rain in the time domain, taking into account rain support biases, *J. Geophys. Res.*, *116*, D20119, doi:10.1029/2011JD015719.
- Wernli, H., and C. Schwierz (2006), Surface cyclones in the ERA-40 dataset (1958–2001). Part I: Novel identification method and global climatology, *J. Atmos. Sci.*, *63*, 2486–2507, doi:10.1175/JAS3766.1.

A.3. Comparaison entre Hydrix et le modèle WRF

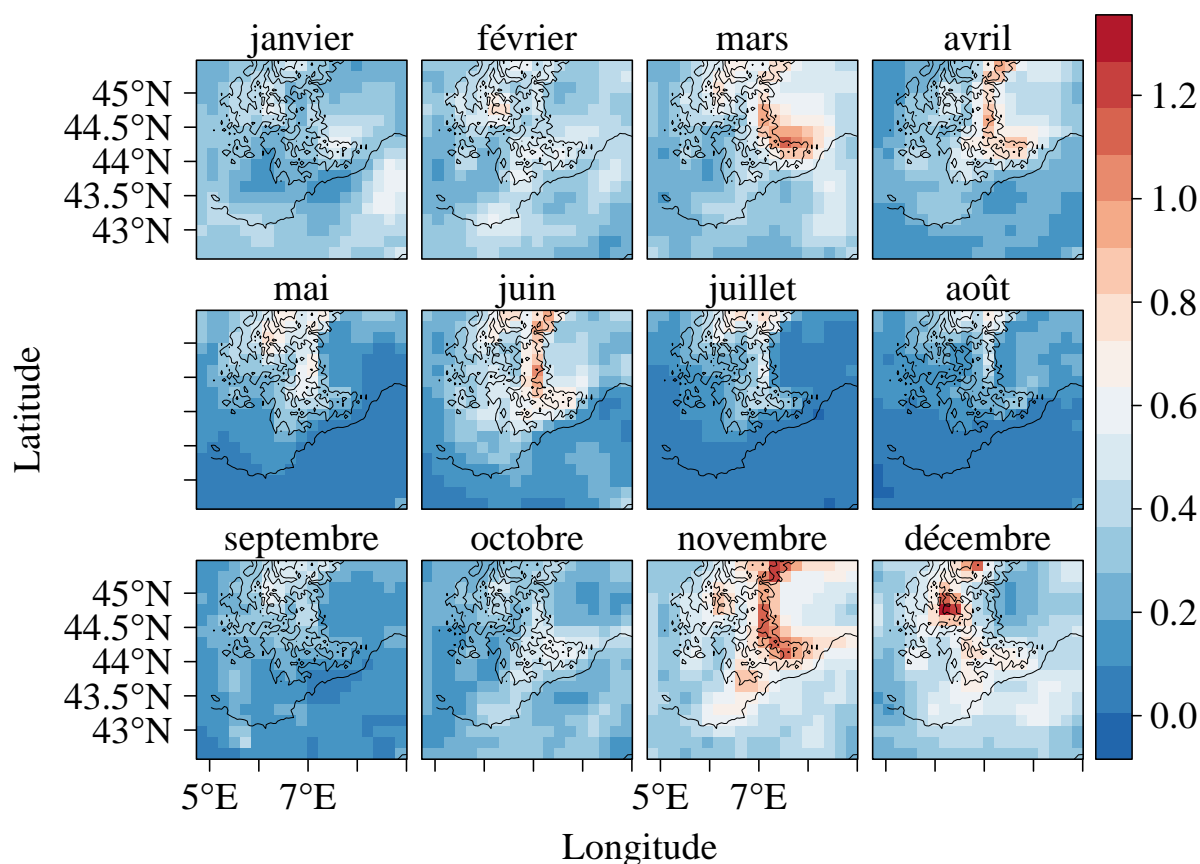


FIGURE 11 : Cumul journalier de pluie par mois simulé par le modèle WRF (simulations fournies par Sophie Bastin)

Dans le cadre de ce travail de thèse on a également cherché à comparer les sorties du modèle WRF avec les mesures du radar Hydrix. Sur la figure 11 on voit que le cumul journalier simulé par le modèle est plutôt cohérent (il faut noter que le modèle est forcé sur les bords par des réanalyses). On retrouve un cycle saisonnier en accord avec les observations du radar Hydrix. Pour comparer avec Hydrix on présente la figure 12 où l'on a calculé la différence entre le radar et le modèle. On constate que le modèle et les mesures sont en bon accord. Néanmoins, plusieurs différences apparaissent : au sud de la zone il y a une légère sous-estimation du modèle alors qu'au nord de la zone il y a une forte surestimation de la pluie. Deux raisons peuvent expliquer la surestimation du modèle. La première déjà vue dans la section 2.5 est que le radar Hydrix ne fournit pas des estimations très précises au-dessus des Alpes. La deuxième vient du modèle puisqu'il a tendance à surestimer la pluie sur les zones montagneuses.

On a aussi utilisé les sorties du modèle pour comparer les propriétés d'échelles avec celle du radar Hydrix (Fig. 13). Tout d'abord on s'aperçoit que le modèle reproduit bien les cycles diurnes et annuels. De plus les pentes spectrales sont similaires pour les gammes d'échelles supérieures à 1 jour. Par contre, on constate que la pente est plus importante pour le modèle que pour les mesures du radar pour les périodes

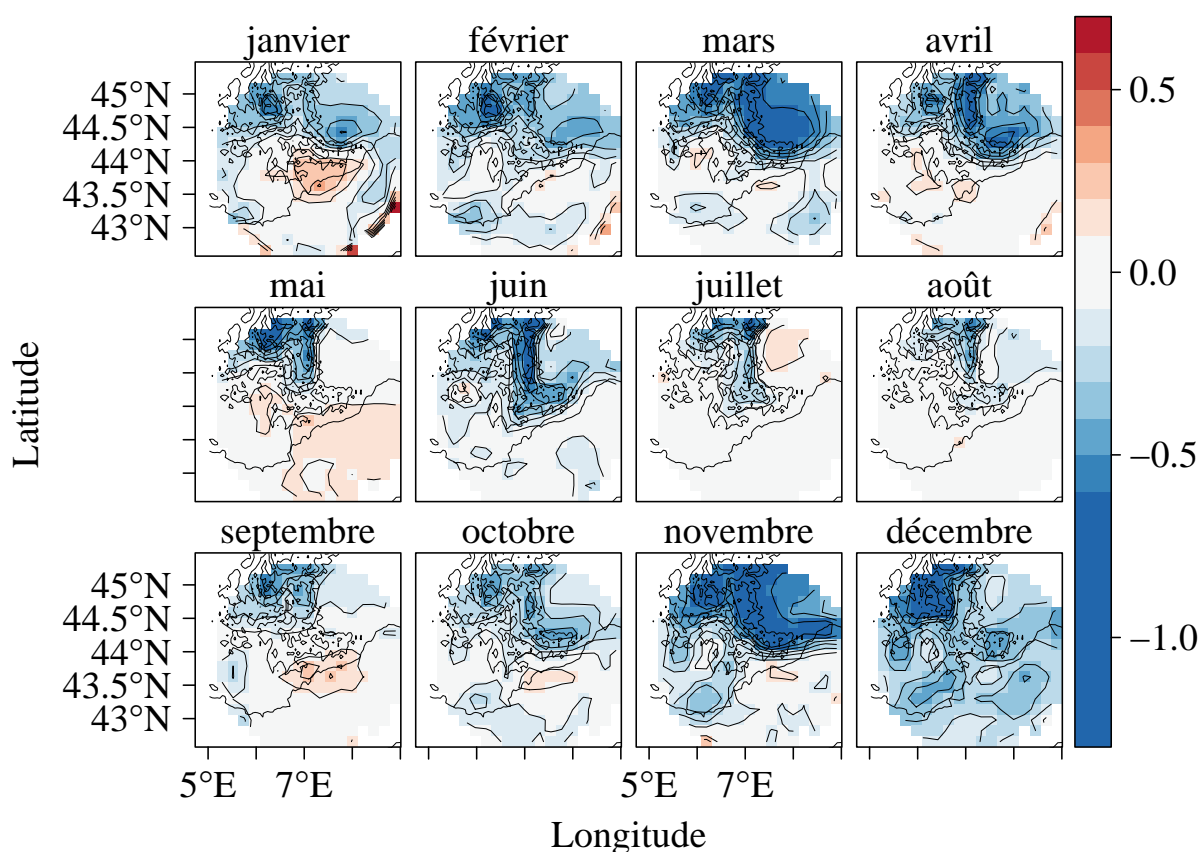


FIGURE 12 : Différence entre le cumul journalier de pluie observé par le radar Hydrix et celui simulé par le modèle WRF (simulations fournies par Sophie Bastin)

inférieures à 1 jour. Dans le chapitre 4, on a montré que la pente spectrale est liée à l'organisation du champ de pluie. Par conséquent, cette forte pente spectrale indique que le champ est plus "lisse" dans le modèle. Cela signifie probablement que le modèle ne résout pas la variabilité petite échelle de la pluie.

A.4. Processus Méso-échelle

Dans le chapitre 5 nous avons mis en évidence les processus d'échelles locales impactant les précipitations. Pour cela, nous avons utilisé les simulations du modèle WRF qui présentent des résolutions de 3 heures et 20 km. Dans cette annexe, nous avons effectué une étude identique sur les données du Centre Européen. Ces données ont des résolutions plus grossières ($0,25^\circ \times 0,25^\circ$ et 6 heures) mais sont néanmoins valides pour étudier les processus locaux. Nous avons donc sélectionné certaines variables météorologiques : le tourbillon potentiel à 925, 500 et 200 hPa, la divergence horizontale du vent à 925 et 200 hPa et la convergence du flux d'humidité spécifique à 925 hPa. La restitution de la CAPE s'est avérée problématique à partir des variables fournies par l'ECMWF, nous avons donc décidé de l'exclure de l'analyse. Comme la résolution des réanalyses n'est pas très fine, nous nous sommes limité à

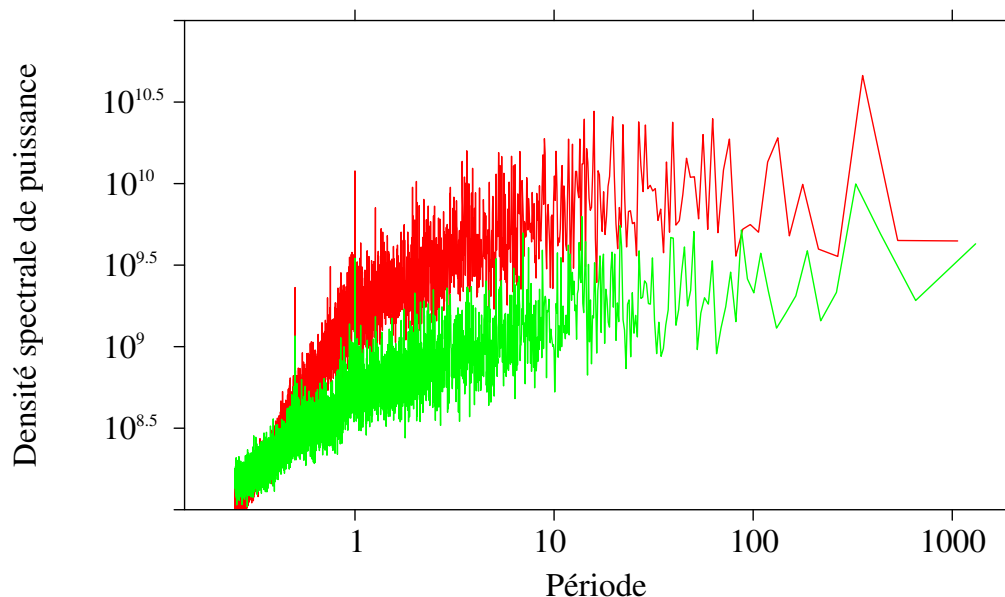


FIGURE 13 : Densité spectrale de puissance (mm^2/h^2) pour le radar Hydrix (en vert) et le modèle (en rouge) en fonction de la période temporelle (jour)

une comparaison entre la zone terre et la zone mer.

Sur la figure 14, une partie de la série temporelle de la pluie colocalisée avec la série de la convergence du flux d'humidité est présentée. Il apparaît clair qu'il existe une corrélation négative entre ces deux variables. Ce résultat montre l'importance du flux de basse couche d'humidité sur la pluie dans la région.

Sur la figure 15, on a représenté la corrélation des différentes variables en fonction de la position du pixel étudié (terre ou mer). Il existe une corrélation négative de la pluie avec la divergence de basse couche, la convergence d'humidité spécifique et le tourbillon potentiel de basse couche. La corrélation est positive avec la divergence horizontale du vent à 250 hPa et avec le tourbillon potentiel à 200 hPa. Enfin, la corrélation avec le tourbillon potentiel à 500 hPa est très faible. Tout d'abord il faut noter que la divergence horizontale du vent à 925 hPa et la convergence du flux d'humidité spécifique sont très liés (à environ 80 %). On voit que l'apport d'humidité est clairement un élément déclencheur des précipitations sur la zone du radar tout comme la divergence au sommet. Cette dernière variable est liée à des mouvements ascendants locaux (type cellule convective) ou de plus grande échelle (type front froid). Bien qu'un lien apparaisse avec le tourbillon potentiel de basse couche, il semble que ce paramètre soit relativement peu lié à la pluie sur la région. Ce résultat n'est pas étonnant dans le sens où le tourbillon potentiel est plus un paramètre de grande échelle. Par exemple, on sait que la position d'un thalweg à grande échelle (et donc d'une anomalie de tourbillon potentiel) sur l'ouest de la région est un facteur de déclenchement de précipitations intenses sur la région. Enfin, il n'y a pas de différence marquée entre la terre et la mer.

Sur la région, les processus qui génèrent des précipitations varient suivant la période de l'année, c'est pourquoi nous nous sommes intéressés à l'évolution de la corrélation entre les différents paramètres météorologiques et la pluie selon le mois

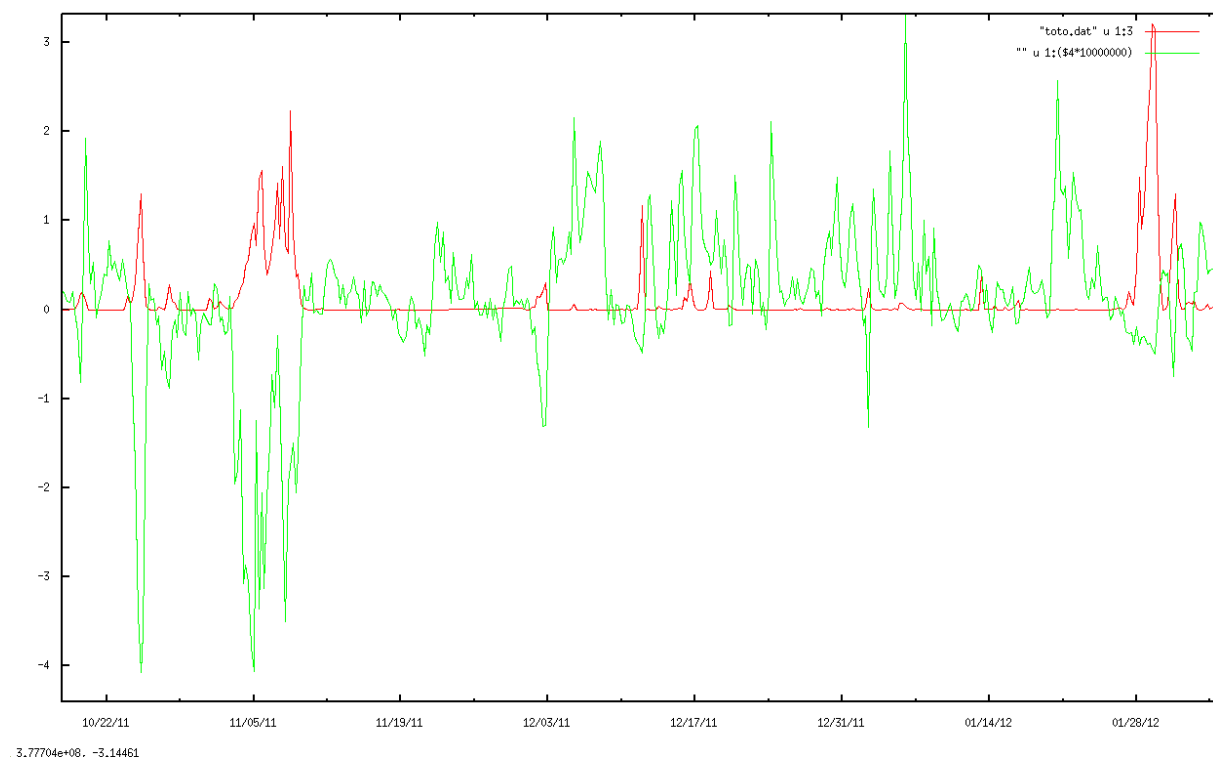


FIGURE 14 : Série temporelle de la pluie issue de Hydrix et de la convergence du flux d'humidité

de l'année.

Sur la figure 16, un cycle saisonnier apparaît clairement. Les variables sont plus corrélées avec la pluie durant les mois d'été et d'automne. Cela veut probablement dire que les processus locaux ont un impact plus marqué à ces périodes de l'année. En particulier, sur terre, la divergence du vent dans les hautes couches est très corrélée à la pluie durant les mois d'été. En automne, toujours sur la terre, c'est plutôt la convergence du flux d'humidité spécifique qui apparaît comme le principal facteur alors que le tourbillon potentiel n'est absolument plus corrélé à la pluie. Sur la mer, les variables atmosphériques sont peu corrélées à la pluie pendant toute la première partie de l'année. En été, l'influence de la divergence au sommet et du tourbillon potentiel augmentent. La convergence d'humidité dans les basses couches augmente également légèrement pendant cette période.

En été, on peut lier l'augmentation de l'influence de la divergence du vent au sommet avec les phénomènes convectifs qui peuvent atteindre la tropopause et sont la principale source de précipitation sur la région. L'augmentation de la corrélation avec le tourbillon potentiel est plus difficile à comprendre. En particulier, il est étonnant que cette augmentation ait lieu uniquement sur la mer. Une analyse plus poussée est nécessaire pour conclure sur ce point (notamment en regardant à une plus fine échelle mais aussi en analysant la série temporelle pour voir à quelle situation correspond ce maximum). Enfin, l'augmentation du lien entre la pluie et le flux en automne s'explique par une situation synoptique plus favorable avec le recul de l'anticyclone des Açores et le retour de systèmes frontaux qui advectent de l'air humide en provenance de la Méditerranée. Ce flux enrichit considérablement la masse d'air en humidité ce qui provoque des événements de plus extrêmement intenses à

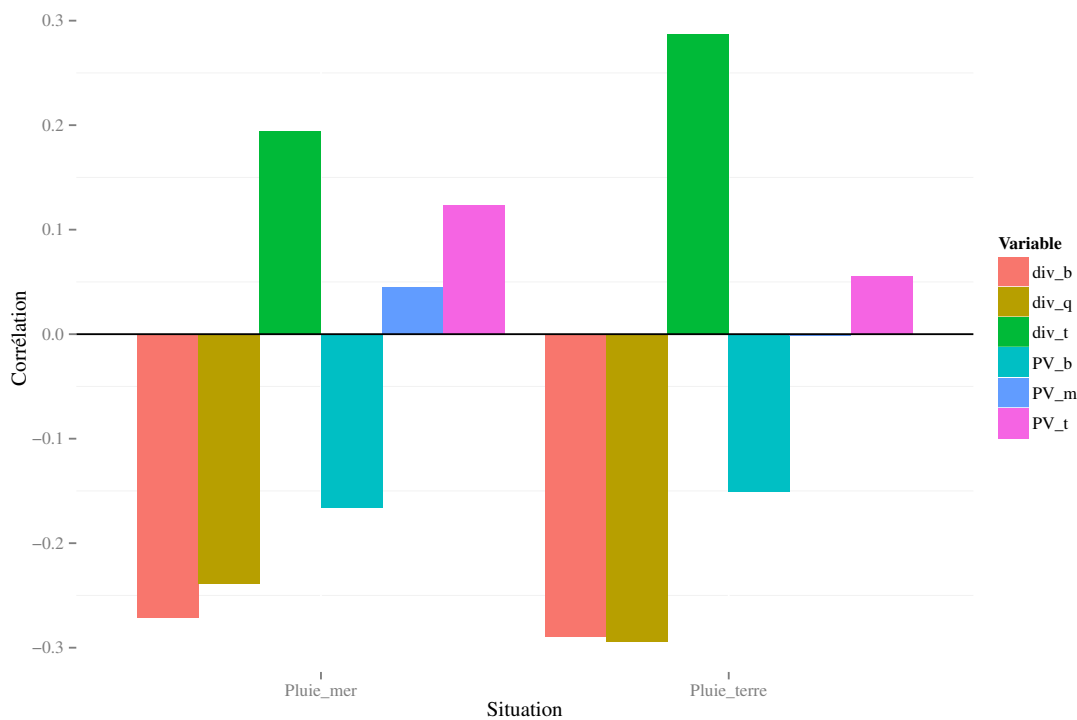


FIGURE 15 : Corrélations entre la pluie mesurée par Hydrix et les différentes variables météorologiques issues des réanalyses de l'ECMWF. On a séparé les corrélations pour les variables sur la mer et sur la terre. divq représente le flux d'humidité spécifique à 925 hPa, divb la divergence horizontale du vent à 925 hPa, divt la divergence horizontale du vent à 250 hPa, PVb le tourbillon potentiel à 925 hPa, PVm le tourbillon potentiel à 500 hPa et PVt le tourbillon potentiel à 200 hPa

cette période de l'année (voir section 3.1.2).

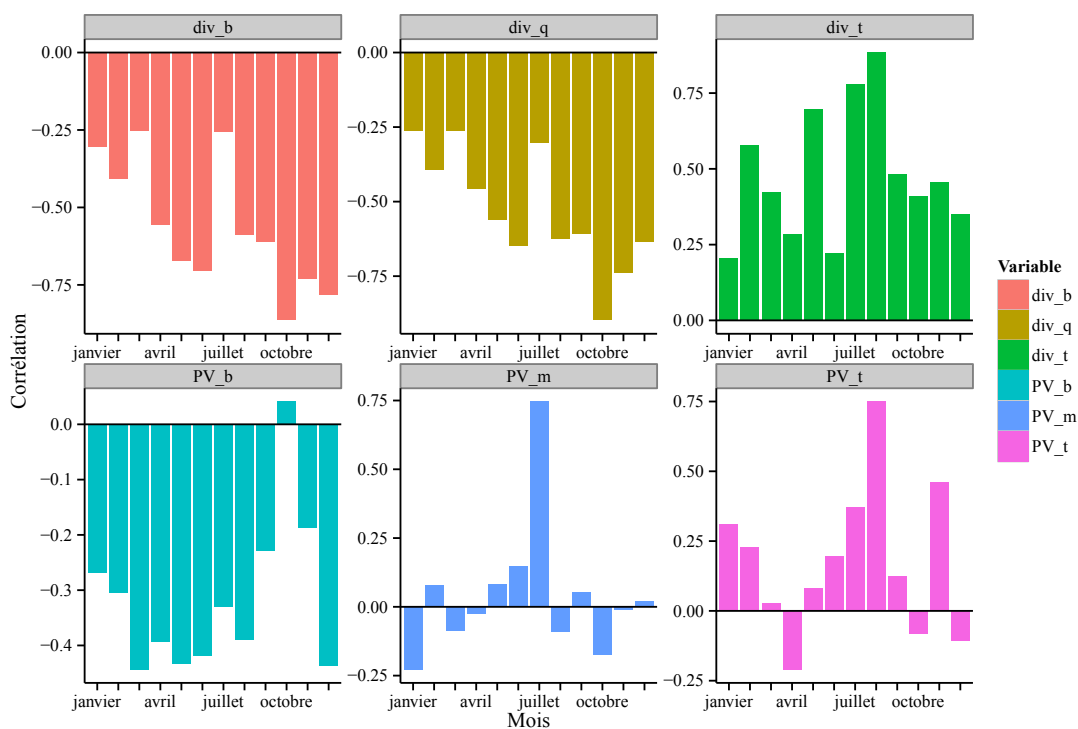
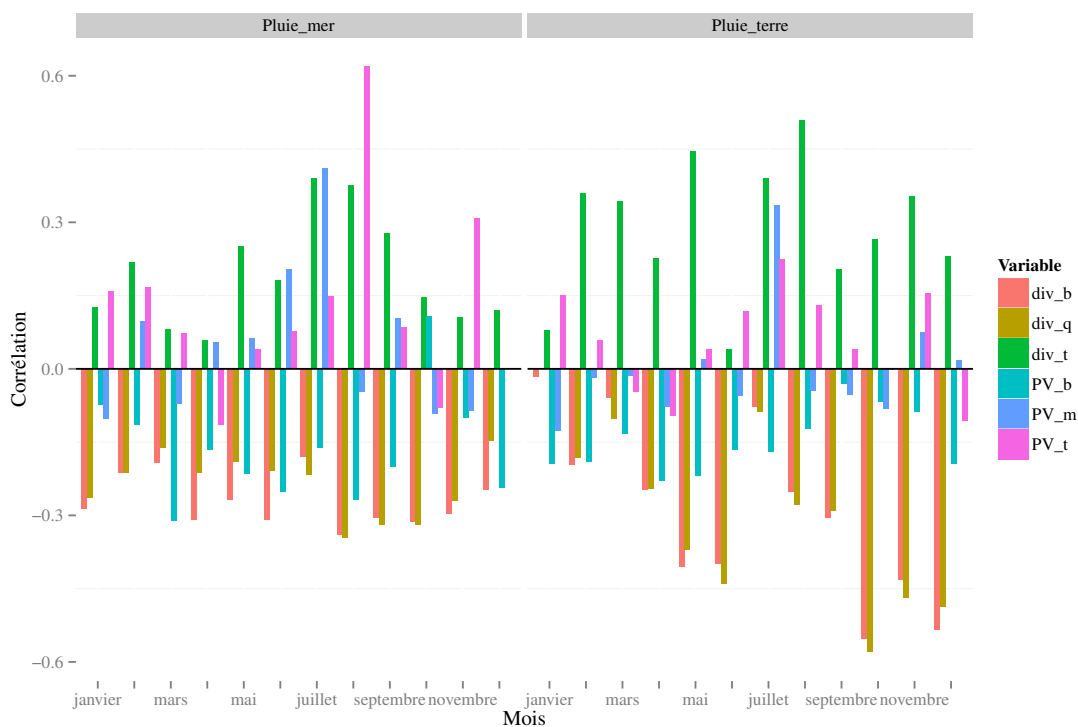


FIGURE 16 : Corrélation par mois entre la pluie sur la région d'Hydrix et les variables météorologiques issue des réanalyses de l'ECMWF. divq représente le flux d'humidité spécifique, divb la divergence horizontale du vent à 925 hPa, divt la divergence horizontale du vent à 250 hPa, PVb le tourbillon potentiel à 925 hPa, PVm le tourbillon potentiel à 500 hPa et PVt le tourbillon potentiel à 200 hPa

A.5. Figures complémentaires

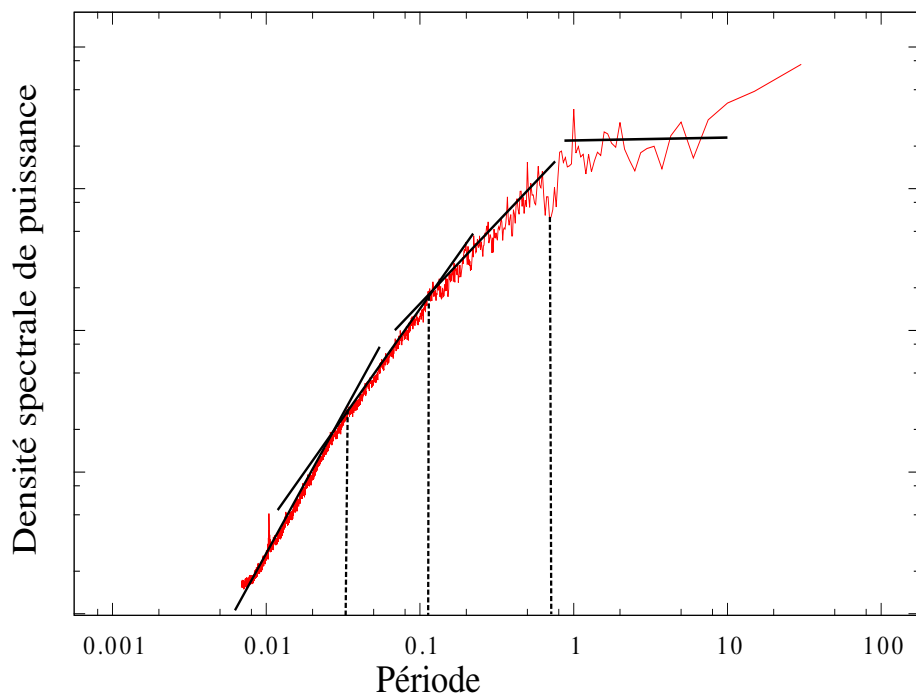


FIGURE 17 : Densité spectrale de puissance pour les mois de Juin entre 2009 et 2012

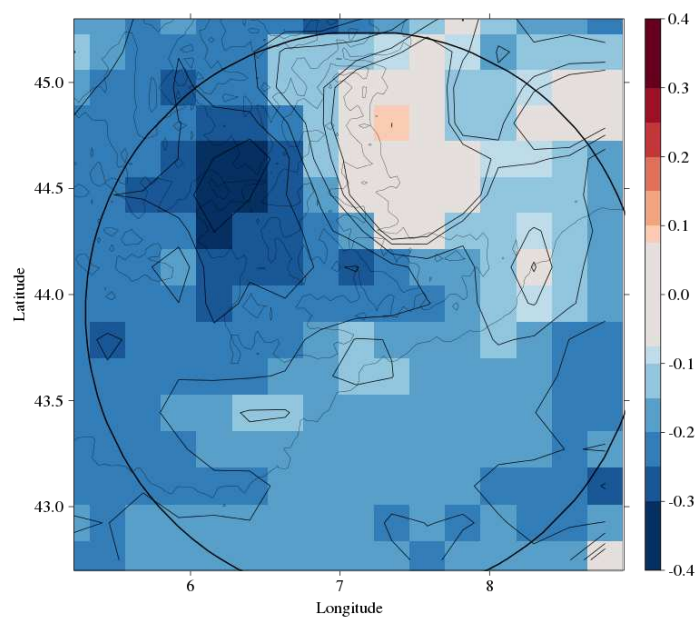


FIGURE 18 : Corrélacion entre la divergence à 5000 m et la pression à 5000 m. On voit qu'une divergence forte crée bien un minimum de pression

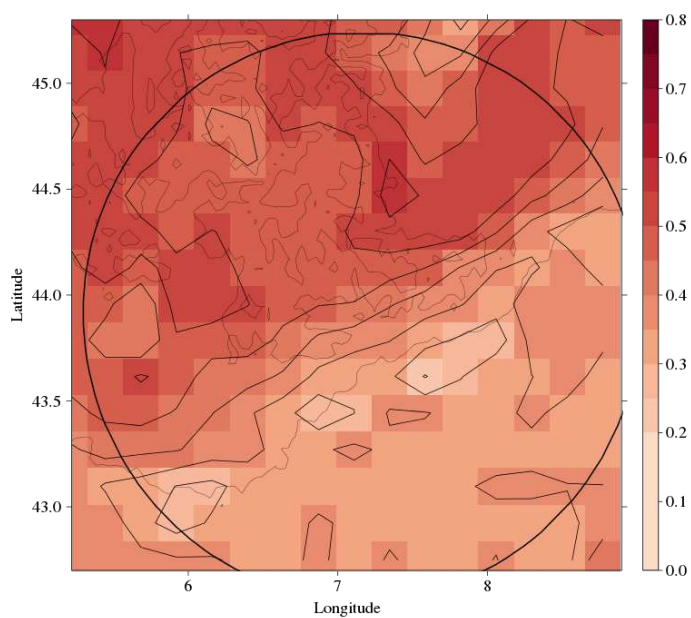


FIGURE 19 : Corrélacion entre la divergence du flux d'humidité à 3000 m et l'humidité à 3000 m. On voit que les variables sont très corrélées sur toutes la zone radar

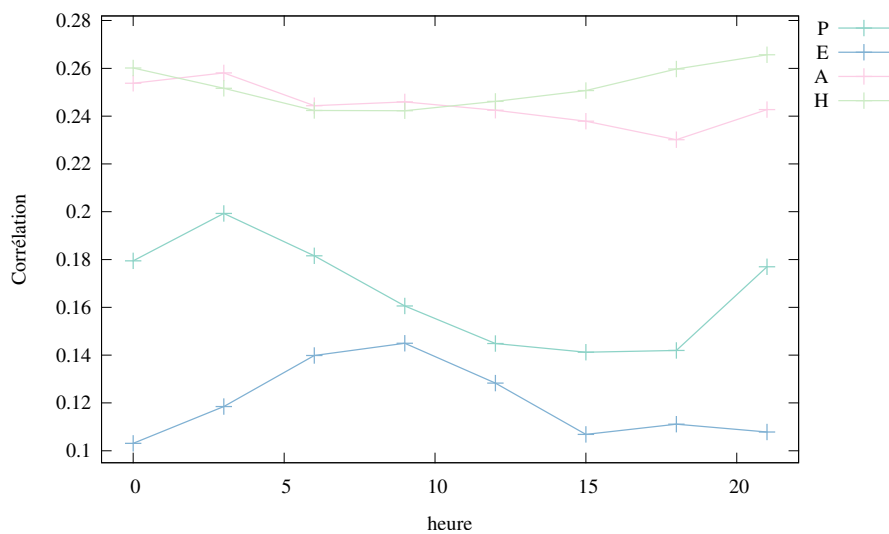


FIGURE 20 : Corrélation entre la convergence du flux d’humidité à 3000 m et la pluie en fonction de l’heure de la journée. P, E, A et H correspondent aux saisons

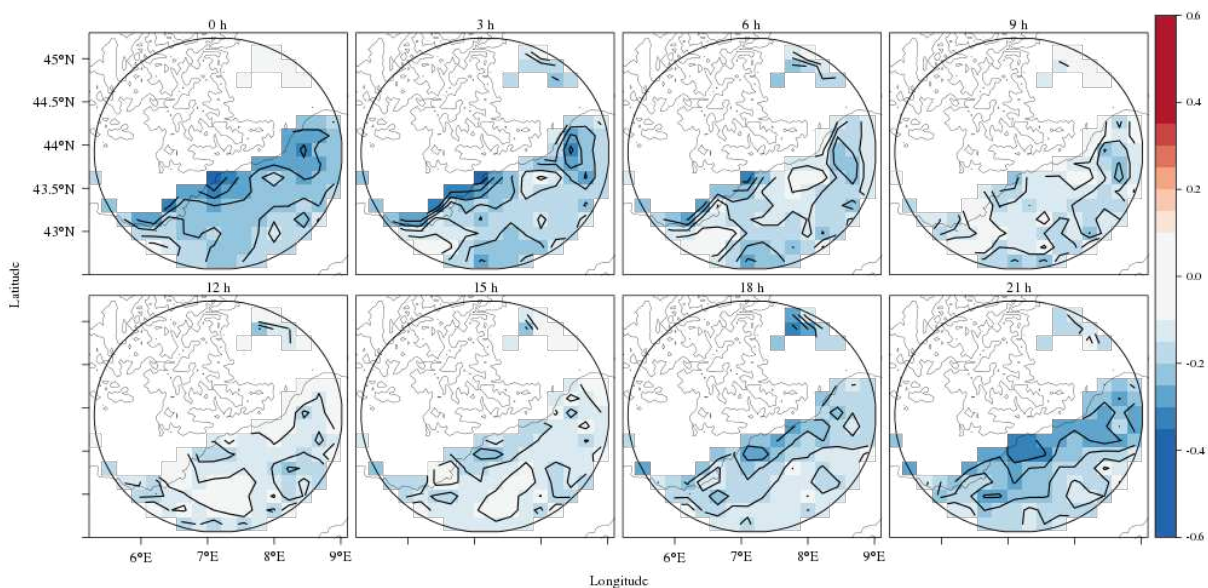


FIGURE 21 : Corrélation entre le tourbillon potentiel et la pluie pour l’altitude 100 m en hiver

Variabilité spatio-temporelle des précipitations dans l'Eurorégion Alpes-Méditerranée

Résumé

L'objectif de cette thèse est d'améliorer notre compréhension et la prévision des précipitations dans l'Eurorégion Alpes-Méditerranée, une région aux caractéristiques topographiques particulièrement complexes. Pour cela, nous avons utilisé les données d'un radar bande X, polarimétrique et Doppler appelé Hydrix. Ce radar est situé depuis 2007 sur le Mont Vial dans la région des Alpes-Maritimes. Il mesure en continu les précipitations au-dessus de cette région avec une résolution spatiale de 1 km² et temporelle de 5 minutes. Grâce à la base de données constituée, nous avons pu étudier la variabilité spatio-temporelle à fine échelle des précipitations. Nous avons notamment analysé les cycles diurnes et saisonniers ainsi que la variabilité inter-annuelle des précipitations. La suite de ce travail a été consacré à l'identification des propriétés d'échelle des précipitations spatialement et temporellement. Ensuite, les processus responsables de la variabilité de la pluie dans la région à l'échelle synoptique ainsi qu'à l'échelle locale ont été identifiés. Pour finir la faisabilité d'une méthode de prévision du cycle de vie des précipitations à court-terme utilisant un radar Doppler a été étudiée.

Mots clés : Pluie, Méditerranée, Radar Hydrix, Variabilité spatio-temporelle, Processus, Propriétés d'échelle, Analyse spectrale, Prévision à court terme

Abstract

The aim of this thesis is to improve the understanding and forecasting of rainfall small scale variability in the Alps-Mediterranean Euroregion. In this purpose, we used measurements from an X-band, polarimetric and Doppler radar called Hydrix. This radar is located since 2007 at Mont Vial (Nice, France) and continuously measures rainfall since 2009, with a 1 km² spatial resolution and a 5 minutes temporal resolution. This database provides useful information to study fine scale space-time variability of rainfall. First, the diurnal and seasonal cycles, as well as rainfall inter-annual variability, are analysed. Then, rainfall scale relationships are spatially and temporally characterised and the processes associated to rainfall at both synoptical and local scales in the region are identified. Finally, a new nowcasting method suitable for a single Doppler radar is evaluated.

Keywords : Rainfall, Mediterranean, Hydrix radar Spatio-temporal variability, Process, Spectrum analysis, Scaling, Nowcasting