



HAL
open science

Etude de l'impact des surfaces urbanisées sur la convection en région parisienne à l'aide d'observations et de simulations numériques hectométriques

Arnaud Forster

► To cite this version:

Arnaud Forster. Etude de l'impact des surfaces urbanisées sur la convection en région parisienne à l'aide d'observations et de simulations numériques hectométriques. Sciences de la Terre. Université de Toulouse, 2024. Français. NNT : 2024TLSEP060 . tel-04830225

HAL Id: tel-04830225

<https://theses.hal.science/tel-04830225v1>

Submitted on 11 Dec 2024

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.

Doctorat de l'Université de Toulouse

préparé à Toulouse INP

Impact des surfaces urbanisées sur la convection en région
parisienne : observations et simulations numériques
hectométriques

Thèse présentée et soutenue, le 10 juin 2024 par

Arnaud FORSTER

École doctorale

SDU2E - Sciences de l'Univers, de l'Environnement et de l'Espace

Spécialité

Océan, Atmosphère, Climat

Unité de recherche

CNRM - Centre National de Recherches Météorologiques

Thèse dirigée par

Valery MASSON et Clotilde AUGROS

Composition du jury

Mme Christine LAC, Présidente, Météo France

Mme Sophie BASTIN, Rapporteuse, CNRS Île-de-France Meudon

Mme Sylvie LEROYER, Rapporteuse, Environnement et Changement Climatique Canada

Mme Malika MADELIN, Examinatrice, Université Paris Cité

M. Sylvain COQUILLAT, Examineur, Université Toulouse III Paul Sabatier

M. Yves RICHARD, Examineur, Université de Bourgogne

M. Valéry MASSON, Directeur de thèse, Météo France

Mme Clotilde AUGROS, Co-directrice de thèse, Météo France

Remerciements

Je souhaite tout d'abord remercier chaleureusement Stéphane Bélair sans qui, au final, toute cette aventure n'aurait pas pu avoir lieu. Stéphane, merci de m'avoir accueilli pour mon stage de fin d'étude à Environnement et Changement Climatique Canada. Cela m'a permis de rencontrer Valéry Masson, mon directeur de thèse, qui proposait un sujet de FCPLR dans la continuité des travaux que j'avais initiés au Canada. Merci Valéry de m'avoir par la suite fait confiance sur ce sujet de thèse et de m'avoir accordé une grande flexibilité dans mes travaux. J'ai beaucoup appris aux côtés de deux grands chercheurs si accueillants et bienveillants.

Un grand merci à Clotilde Augros, ma co-directrice de thèse qui a été présente durant ces trois années de travail intensif et qui a su me soutenir dans les moments difficiles. Clotilde, tu as toutes les qualités que l'on peut attendre d'une encadrante de thèse, ton expertise, ta rigueur scientifique et ta disponibilité au quotidien m'ont permis d'avancer plus sereinement durant ces trois années. J'ai beaucoup appris en travaillant à tes côtés.

Je tiens également à remercier tous les chercheurs et post-doctorants avec lesquels j'ai parfois longtemps échangé durant les sessions plénières du Research and Demonstration Project (RDP). Faire partie de ce beau projet m'a permis de m'intégrer dans la communauté des chercheurs en climat urbain, de partager mes travaux avec eux et d'améliorer mes recherches avec tous les conseils que j'ai pu recevoir. En particulier, merci à Natalie Theeuwes et Humphrey Lean, membres de mon comité de suivi de thèse qui m'ont donné de précieux conseils et ont été particulièrement bienveillants durant nos discussions. Merci également aux membres du jury de ma thèse, Sylvie Leroyer et Sophie Bastin, rapporteuses de la thèse, Yves Richard, Malika Madelin et Christine Lac, examinateurs, d'avoir pris de leur temps pour évaluer mes travaux de recherche.

Bien sûr, merci également à tous mes collègues des équipes VILLE, SURFACE et VEGEO avec lesquels les pauses cafés m'ont souvent permis de lever un peu le pied dans mes travaux, le temps d'une courte pause faite d'échanges cordiaux et souvent enrichissants pour moi. Une pensée pour cette semaine de conférence à l'EGU à Vienne en 2023 que j'ai particulièrement apprécié aux côtés de doctorants du CNRM. Jean et Robert, merci d'avoir été présents durant mes années de thèse. Vos compétences techniques et vos connaissances dans le domaine m'ont énormément apporté et je ne serais pas allé aussi loin dans mes travaux sans votre aide. Vous avez toujours su répondre à mes interrogations et m'éclairer sur des points que je maîtrisais moins. Au-delà de la thèse, j'ai particulièrement apprécié pouvoir discuter avec vous, en particulier Robert sur les sujets qui te sont chers et qui sont parfois en décalage avec la vision des collègues du CNRM. J'ai appris beaucoup de choses.

Je n'oublie bien évidemment aucun de mes amis de l'ENM qui ont changé ma vie depuis 2017 et avec lesquels j'apprécie tant passer du temps. Luc, Victor, Laure, Jonathan, Quentin, Arthur, Gabriel, Alan (à nos pauses au soleil) et bien d'autres, merci d'avoir été présents durant ces 3 années, vous avez été un soutien nécessaire qui m'a permis d'aller au bout de cette thèse.

Pour terminer, merci aux personnes qui sont le plus chères dans ma vie, mes deux soeurs, mon papa, ma maman et mes grands parents. Malgré la distance, vous êtes restés présents pour

moi et avez été ma bouffée d'oxygène lorsque je perdais confiance ou que ma motivation était basse. Vous m'avez apporté le recul nécessaire pour réussir à tenir. Enfin, Isabell, ma schatzi, je termine par toi, sans qui plus que n'importe qui d'autre, je n'aurais pas su rebondir dans les périodes difficiles. Tu m'as apporté une oreille bienveillante et attentive pendant plus de deux ans et le réconfort que j'ai trouvé à tes côtés a été essentiel pour moi, merci mille fois.

Résumé

L'urbanisation intense engendrée par le développement des villes a profondément transformé les milieux naturels, influant directement sur l'état de l'atmosphère située à proximité. Outre la formation bien connue de l'îlot de chaleur urbain, caractérisé par des températures plus élevées dans les zones urbaines que les zones rurales environnantes, la ville présente également la capacité de modifier la convection et les précipitations. Durant les situations propices, un renforcement de ces phénomènes peut être constaté au-dessus et en aval de la zone urbanisée, en fonction du vent dominant. Afin d'améliorer la modélisation de ces interactions ville-atmosphère et d'accroître leur anticipation, l'étude des impacts de l'urbanisation sur les précipitations et la compréhension des mécanismes associés s'avère essentielle.

Cette thèse s'est appuyée sur plusieurs méthodes impliquant à la fois des outils d'observation et de modélisation pour étudier de manière rigoureuse l'effet de l'urbanisation de l'agglomération parisienne sur la convection et les précipitations et comprendre les processus sous-jacents. La première approche a consisté à établir une climatologie détaillée des orages sur l'Île-de-France et ses départements limitrophes entre 2010 et 2022. Les données de composites de réflectivités radar et les observations d'éclairs ont été analysées afin d'identifier les périodes de l'année et les zones les plus propices à la formation de la convection sévère sur la région parisienne. En tenant compte de la direction du vent en altitude, ces travaux ont révélé une augmentation de la fréquence des orages dans les secteurs situés au-dessus et en aval de la ville, en comparaison avec le secteur en amont.

Dans la continuité de ces résultats, une seconde approche utilisant des simulations numériques a été réalisée afin de quantifier la sensibilité des précipitations à l'urbanisation. Deux configurations du modèle de recherche Meso-NH ont été mises en œuvre, l'une tenant compte de l'urbanisation parisienne et l'autre remplaçant les zones urbaines par de la végétation. L'originalité de cette thèse a résidé dans l'utilisation d'un ensemble de simulations à la résolution horizontale de 300 m, permettant de prendre en compte les incertitudes numériques inhérentes à la modélisation des phénomènes orageux. Cette méthode, testée en premier lieu sur un cas de convection diurne, a montré son utilité pour estimer la significativité des résultats et analyser les processus urbains impliqués dans l'altération des précipitations. Elle a par la suite été étendue à un panel de situations convectives sur la région parisienne afin de dresser un bilan plus large des processus clés. Les analyses réalisées ont permis de montrer qu'en raison de l'augmentation du flux de chaleur sensible en milieu urbain, les vitesses verticales en basses couches sont renforcées et la couche limite atmosphérique se développe de manière plus importante. Cela a pour conséquence d'initier ou d'accentuer la convection sur la zone urbanisée et d'augmenter les précipitations au-dessus et en aval de la ville durant les situations propices. Ces travaux apportent de nouvelles perspectives quant à l'utilisation d'ensembles à l'échelle horizontale hectométrique pour l'étude des phénomènes complexes tels que les orages et leur interaction avec les surfaces urbanisées.

Abstract

The rapid urbanisation that has accompanied the development of cities has profoundly transformed natural environments, exerting a direct influence on the atmosphere in the vicinity. In addition to the well-known phenomenon of the urban heat island, characterised by higher temperatures in urban areas than in the surrounding rural areas, cities also have the capacity to modify convection and precipitation. In favourable situations, these phenomena can be reinforced over and downwind of the urbanised area, depending on the prevailing wind. To improve the modelling of these urban-atmosphere interactions and improve their anticipation, it is essential to study the impact of urbanisation on precipitation and understand the mechanisms involved.

This thesis is based on multiple approaches, integrating observational and modelling tools, to conduct a comprehensive study of the impact of urbanisation on convection and precipitation in the Paris region. The first step involved establishing a climatology of thunderstorms over the Île-de-France region and its neighbouring departments between 2010 and 2022. Data from the French radar mosaic and lightning observations were analysed in order to identify the periods of the year and the zones most affected by severe convection in the Paris region. The direction of the mid-altitude wind was considered in this work, which demonstrated an increase in thunderstorm frequency in the sectors over and downwind of the city compared to the upwind sector.

Subsequently, a second step involved the conduct of numerical simulations to ascertain the sensitivity of precipitation to urbanisation. Two configurations of the Meso-NH research model were implemented, one accounting for the urbanisation of Paris and the other replacing urban areas with vegetation. The originality of this thesis lies in the usage of a set of simulations with a horizontal resolution of 300 m, which allowed for the numerical uncertainties inherent in the modelling of thunderstorm phenomena to be taken into account. This approach, initially tested on a case of diurnal convection, demonstrated its utility for estimating the significance of the results and analysing the urban processes involved in the alteration of precipitation. The method was then extended to a range of convective situations over the Paris region in order to provide a broader overview of the key processes. The analysis carried out showed that due to the increase of sensible heat flux in the urban environment, the vertical velocities in the lower layers are strengthened, and the boundary layer is thicker. This has the effect of triggering convection over the urbanised area and increasing precipitation over or downwind of the city during favourable situations. This work provides new perspectives on the use of ensembles on a horizontal hectometric scale to study complex phenomena such as thunderstorms and their interaction with urbanised surfaces.

Table des matières

Introduction générale	1
Chapitre 1 État de l’art sur le climat urbain et ses effets sur la convection atmosphérique	5
1.1 Caractéristiques générales du climat urbain	6
1.1.1 Un milieu fortement anthropisé	6
1.1.2 Le micro-climat urbain	8
1.1.3 Les villes dans le contexte du changement climatique	10
1.2 La convection atmosphérique	12
1.2.1 Instabilité de l’atmosphère	12
1.2.2 Distinction entre la convection peu profonde et profonde	14
1.2.3 Effet des différentes surfaces sur la convection	17
1.3 Effets du milieu urbain sur la convection	20
1.3.1 Nuages de convection peu profonde	20
1.3.2 Intensification des orages et des précipitations	22
1.3.3 Influence de la ville sur la trajectoire des orages	24
1.4 Processus liés à l’interaction entre la ville et l’atmosphère pouvant impacter la convection	26
1.4.1 L’îlot de chaleur urbain et la couche limite atmosphérique	26
1.4.2 La rugosité de surface	27
1.4.3 Modification de la taille et de la concentration des aérosols	29
Chapitre 2 Climatologie des orages et effets de l’urbanisation parisienne sur la convection sévère	31
2.1 Motivations de l’étude	32
2.2 Climatologie des orages sur la région parisienne	34
2.2.1 Indicateurs de convection sévère : réflectivités radar et éclairs	34
2.2.2 Répartition spatiale des orages	37
2.2.3 Répartition temporelle des orages	40
2.3 Analyse climatologique de l’effet de l’urbanisation parisienne sur la convection sévère	43
2.3.1 Sélection du nombre de jours avec orages	43
2.3.2 Comptage des indicateurs par secteurs	47
2.3.3 Intensité de l’îlot de chaleur urbain	49
2.3.4 Impact de l’îlot de chaleur urbain sur les orages	51
2.4 Synthèse	53
Chapitre 3 Données d’observations et modèles numériques	55

3.1	Le domaine d'étude	56
3.2	Les données d'observations	58
3.2.1	Stations météorologiques de surface et radiosondages	58
3.2.2	Observations radar et cumuls de précipitations ANTILOPE	59
3.2.3	Hauteur de la couche limite sur le site d'observation du SIRTA	60
3.2.4	Les données aéronautiques AMDAR	61
3.3	Cadre de l'étude et situations météorologiques étudiées	62
3.3.1	Situation du 9 juillet 2017 : orages organisés sur Paris	62
3.3.2	Situation du 7 mai 2022 : cellule convective isolée	64
3.3.3	Situation météorologique du 22 juin 2022 : orage nocturne isolé	66
3.3.4	Situation du 16 août 2022 : système orageux organisé	68
3.3.5	Situation du 17 juin 2023 : orage isolé	70
3.4	Le modèle atmosphérique Meso-NH	72
3.5	Le modèle de surface SURFEX	74
3.5.1	L'approche en tuiles	74
3.5.2	Le modèle de canopée urbaine TEB	75
3.6	Les bases de données de surface	76
3.6.1	La classification d'écosystèmes ECOCLIMAP-I	76
3.6.2	La base de données géographique collaborative OpenStreetMap	77
3.7	Données d'initialisation et de forçages latéraux	78
3.7.1	Le modèle AROME	78
3.7.2	La prévision d'ensemble AROME (AROME-EPS)	79
3.7.3	L'analyse d'ensemble IFS	80

Chapitre 4 Méthode ensembliste pour évaluer l'effet de la ville sur les précipitations 81

4.1	Résumé de l'article	82
4.2	Article : <i>Urban influence on convective precipitation in the Paris region : hectometric ensemble simulations on a case study</i>	83
4.2.1	Introduction	84
4.2.2	Data and methodology	86
4.2.3	Assessment of the model performance and comparison between URB and NOURB	91
4.2.4	Discussion : role of the urban environment	97
4.2.5	Conclusion	102

Chapitre 5 Étude ensembliste de situations météorologiques convectives en région parisienne 109

5.1	Sélection de 5 situations météorologiques convectives	110
5.2	Évaluation des ensembles avec urbanisation (URB)	112
5.2.1	Températures à 2 m dans les zones urbaine et rurale	112
5.2.2	Hauteur de la couche limite en région parisienne	115
5.2.3	Évaluation des précipitations	118
5.3	Effets de l'environnement urbain sur l'atmosphère	120
5.3.1	Modification des précipitations	121
5.3.2	Effet de l'urbanisation sur la température à 2 m	123
5.3.3	Effet de l'urbanisation sur le flux de chaleur sensible	126

5.3.4	Développement de la couche limite urbaine	127
5.3.5	Vitesse du vent vertical	129
5.4	Pourquoi l'effet de la ville n'est pas constaté pour toutes les situations? . .	131
5.4.1	Influence de la meso-échelle	131
5.4.2	Renforcement du potentiel convectif en milieu urbain durant la nuit	135
5.4.3	Influence du vent de moyenne troposphère sur la zone la plus touchée par les orages	138
5.5	Synthèse de l'analyse d'ensembles de plusieurs situations convectives	142
Conclusions générales et perspective		145
Sigles et acronymes		151
Références bibliographiques		155
Liste des figures		171
Liste des tableaux		177
Annexes		179

Introduction générale

Les villes, aujourd’hui incontournables dans la vie quotidienne de la majorité des habitants des pays développés, ont longtemps représenté une portion minime de la population. Initiée par les révolutions industrielles, la population urbaine est passée d’un peu plus de 10% de la population totale au début du 19^e siècle, à plus de 80% dans de nombreux pays d’Europe, d’Amérique et d’Asie aujourd’hui (Watson, 1993). Cette tendance est mondiale, avec une croissance continue des habitants vivant en ville, particulièrement marquée en Asie et en Afrique (UN, 2022). Selon les projections de l’ONU, la croissance des populations citadines devrait se poursuivre tout au long du 21^e siècle, avec une estimation de 85% de la population mondiale vivant en milieu urbain d’ici à 2050 (UN, 2022). L’augmentation importante de la population mondiale au cours des dernières décennies a également conduit à l’expansion des milieux urbains sur des dizaines de kilomètres carrés afin d’accueillir plusieurs millions d’habitants, créant ainsi des méga-villes de plus de 10 millions d’habitants (Yeung, 2009).

Le développement des villes entraîne d’importantes transformations des paysages naturels préexistants, principalement par le biais de l’urbanisation et de l’artificialisation des sols. Ces changements environnementaux ont des répercussions majeures sur la faune et la flore locales et altèrent l’équilibre naturel en place, via notamment une modification du bilan d’énergie de surface. Cela se traduit par un stockage de chaleur plus important en ville et la formation d’effets météorologiques locaux tels que l’îlot de chaleur urbain, illustrant une hausse des températures en ville par rapport aux zones rurales environnantes (Oke, 1982). D’autres processus sont également représentatifs de la présence des villes telles que l’altération du cycle hydrologique naturel, favorisant le ruissellement (Leopold, 1968), les modifications des écoulements de surfaces, causées par une forte rugosité du milieu urbain avec la présence de bâtiments (Shem et Shepherd, 2009) et l’émission de nombreux aérosols pouvant engendrer des épisodes de pollutions atmosphériques (Piracha et Chaudhary, 2022).

Au sein de ces processus, un intérêt croissant se porte sur les surfaces urbanisées et leur impact sur le développement, l’intensification ou l’atténuation des précipitations (Liu et Niyogi, 2019). Souvent associées à la convection profonde et aux orages qui en résultent, les fortes précipitations représentent des phénomènes particulièrement dangereux pour les populations et les infrastructures, en raison des risques d’inondations, de ruissellements et de rafales violentes qui peuvent en découler (Masson *et al.*, 2020). Afin de mieux comprendre les interactions entre le milieu urbain et l’atmosphère lors de phé-

nomènes convectifs, d’importantes campagnes de mesures ont été menées aux États-Unis dans les années 1970, notamment la campagne METROMEX (Changnon *et al.*, 1977). Ces campagnes ont donné lieu à de nombreuses études s’appuyant sur des observations, visant à évaluer l’impact des surfaces urbanisées sur les précipitations et à en élucider les mécanismes sous-jacents (Huff et Changnon, 1973 ; Orville et Steiger, 2003). Bien que les résultats de ces études puissent parfois différer, une grande partie d’entre eux met en évidence une augmentation des précipitations au-dessus et en aval de la ville, selon le vent dominant, lors d’épisodes convectifs (Liu et Niyogi, 2019). Toutefois, ces tendances ne sont pas systématiques et des incertitudes subsistent quant au rôle direct des surfaces urbanisées sur les précipitations. En effet, les méthodes utilisées pour quantifier l’effet de la ville sur les précipitations s’appuient souvent sur la comparaison entre une zone urbaine et une zone rurale voisine, sans possibilité de mener des tests de sensibilité sur la présence ou non de la ville en question (Liu et Niyogi, 2019).

Pour répondre aux défis de quantification des précipitations affectées par l’environnement urbain et pour isoler les processus responsables des modifications, les chercheurs peuvent depuis deux décennies s’appuyer sur le développement rapide des modèles numériques à des échelles de plus en plus fines. De nos jours, les modèles numériques sont capables de décrire l’atmosphère de manière détaillée en résolvant notamment de façon explicite la convection profonde. Ces outils permettent également de simuler les processus de surface moteurs du climat urbain, relatifs aux effets radiatifs, thermiques, hydriques et turbulents (Oke *et al.*, 2017) à une échelle horizontale de l’ordre de la centaine de mètres (Masson, 2000 ; Schoetter *et al.*, 2020). Ils constituent ainsi des ressources précieuses pour mener des tests de sensibilité sur divers cas d’études, permettant d’évaluer l’effet des surfaces urbanisées sur la convection et les précipitations (Rozoff *et al.*, 2003 ; Bélair *et al.*, 2018 ; Platonov *et al.*, 2024).

Comme mentionné par Liu et Niyogi (2019), en raison de leur localisation, de leur taille et de leur morphologie, les villes peuvent avoir différents impacts sur la convection, et l’étude de chacune d’entre elles peut permettre de progresser dans la caractérisation des mécanismes impliqués. Pour ce faire, l’Organisation Mondiale de la Météorologie a initié un cadre d’étude visant à améliorer la compréhension des processus en milieu urbain, notamment en présence d’événements météorologiques extrêmes tels que les îlots de chaleur urbain et les orages. Ces travaux menés conjointement entre plusieurs laboratoires météorologiques dans le monde sont motivés par les Jeux Olympiques de 2024 à Paris et la mise en place d’un Research and Demonstration Project (RDP Paris2024) mené par Valéry Masson (RDP, 2020). Cette thèse profite de l’opportunité offerte par ce projet pour étudier en détails l’effet de la région parisienne sur la convection et les précipitations en période estivale.

La ville de Paris et plus globalement la région urbanisée parisienne a été choisie comme zone d’étude pour cette thèse en raison de son étendue spatiale, sa densité de population

et ses caractéristiques géographiques, loin de l'influence des montagnes et de l'océan. En raison du peu d'études menées sur Paris sur la convection, la thèse s'attache à mettre en place un cadre rigoureux et détaillé pour étudier de manière objective l'impact des surfaces urbanisées sur la convection et d'en isoler les processus clés. Elle vise notamment à répondre à plusieurs questions :

- Les surfaces urbanisées de la région parisienne ont-elles un effet significatif sur les orages et les précipitations ?
- Quels sont les principaux processus liés au milieu urbain pouvant impacter la convection atmosphérique ?
- Les modèles couplés surface-atmosphère à résolution hectométrique sont-ils capables de représenter des situations convectives sévères ? Sont-ils également en mesure de représenter les processus de fines échelles du milieu urbain pouvant impacter la convection ?

Dans ce contexte, après avoir donné un état de l'art sur la convection, les effets de la ville sur celle-ci et les processus urbains pouvant entrer en jeu dans le chapitre 1, le travail de thèse s'appuie sur deux méthodes citées précédemment pour répondre aux questions énumérées. Dans un premier temps, une utilisation approfondie des données d'observations est mise en place pour effectuer une climatologie des orages sur la région parisienne et étudier l'impact de celle-ci sur la convection profonde. Ces travaux ont en grande partie été réalisés lors de l'encadrement d'une stagiaire de Master 2, Kelly Doeuvre, qui a collecté et traité 13 années de données d'éclairs et de réflectivités radar. Cette phase est ensuite complétée par une première analyse des processus susceptibles d'influencer la convection. Le chapitre 2 présente l'ensemble de ces travaux, fondamentaux pour la suite de l'étude.

Comme souligné par Liu et Niyogi (2019), la quantification des modifications des précipitations reste sujette à des incertitudes. La plupart des recherches menées sur les surfaces urbanisées et leur effet sur les précipitations s'appuient sur des simulations numériques portant sur un ou deux cas de convection, accordant peu d'attention aux incertitudes de modélisation. Afin de caractériser ces erreurs de modélisation numérique, il est crucial de tenir compte des incertitudes d'initialisation et de forçage du modèle numérique, ainsi que des erreurs de paramétrisation de la surface et de la physique atmosphérique (Bouttier *et al.*, 2016). Négliger ces aspects pourrait conduire à des conclusions erronées (Liu et Niyogi, 2019).

Dans la suite de la thèse, ces incertitudes ont été intégrées en utilisant un système opérationnel d'ensemble de simulations, AROME-EPS, disponible à Météo-France (Bouttier *et al.*, 2016). Ce modèle a servi à initialiser et à forcer aux limites latérales le modèle de recherche Meso-NH à une résolution horizontale de 300 m (Lac *et al.*, 2018). L'ensemble des données d'observations et de modélisations utilisé est décrit dans le chapitre

3. Pour évaluer la méthode d'approche ensembliste, le chapitre 4 présente un cas d'étude sur lequel deux configurations du modèle Meso-NH ont été utilisées pour simuler un cas de convection diurne sur Paris. Une configuration intègre une représentation détaillée des surfaces urbanisées, tandis que l'autre les remplace par la végétation prédominante de l'Ile-de-France. Ensuite, le chapitre 5 généralise cette méthode à plusieurs cas de convection sévère, afin d'établir des conclusions plus larges sur l'effet de la région parisienne sur la convection et les processus associés.

Chapitre 1

État de l'art sur le climat urbain et ses effets sur la convection atmosphérique

Sommaire

1.1	Caractéristiques générales du climat urbain	6
1.1.1	Un milieu fortement anthropisé	6
1.1.2	Le micro-climat urbain	8
1.1.3	Les villes dans le contexte du changement climatique	10
1.2	La convection atmosphérique	12
1.2.1	Instabilité de l'atmosphère	12
1.2.2	Distinction entre la convection peu profonde et profonde	14
1.2.3	Effet des différentes surfaces sur la convection	17
1.3	Effets du milieu urbain sur la convection	20
1.3.1	Nuages de convection peu profonde	20
1.3.2	Intensification des orages et des précipitations	22
1.3.3	Influence de la ville sur la trajectoire des orages	24
1.4	Processus liés à l'interaction entre la ville et l'atmosphère pouvant impacter la convection	26
1.4.1	L'îlot de chaleur urbain et la couche limite atmosphérique	26
1.4.2	La rugosité de surface	27
1.4.3	Modification de la taille et de la concentration des aérosols	29

Les sciences atmosphériques ont longtemps focalisé leurs efforts sur la compréhension et la prévention des impacts de la météorologie et du climat sur les sociétés humaines afin de protéger et de s'adapter aux mieux aux aléas climatiques (Masson *et al.*, 2020). L'augmentation des températures liée aux changements climatiques et l'intense anthropisation mondiale incitent désormais les chercheurs à examiner également les répercussions de l'activité humaine sur le climat et la météorologie. L'urbanisation est connue pour avoir un effet notable sur l'atmosphère, c'est pourquoi comprendre les mécanismes d'interaction entre le milieu urbain et l'atmosphère est essentiel pour anticiper et atténuer ses conséquences sur l'environnement (Barlow *et al.*, 2017).

Au sein de ces mécanismes, un intérêt croissant se manifeste pour la convection atmosphérique et le rôle que les surfaces urbanisées peuvent jouer dans son développement (Liu et Niyogi, 2019). Cette attention est motivée autant par les enjeux liés à la prévision météorologique que par les défis d'adaptation aux aléas associés à la convection et aux fortes précipitations. Le premier chapitre de cette thèse propose une revue approfondie des connaissances actuelles dans ce domaine. Pour cela, un panorama est dressé des caractéristiques générales du climat urbain afin de comprendre ses spécificités. La discussion se focalise ensuite sur la définition météorologique de la convection atmosphérique et ses mécanismes d'initiation et de renforcement (Malardel, 2022). Un aperçu global est ensuite donné sur l'effet de différentes surfaces terrestres sur la convection atmosphérique, avant d'exposer l'état de l'art sur le milieu urbain et ses conséquences sur la convection et les précipitations. Les principaux processus pouvant expliquer ces impacts sont ensuite décrits de manière détaillée dans la dernière partie du chapitre. En dépit d'avancées notables, certaines interrogations demeurent quant à la variabilité des effets selon les villes et situations météorologiques. Ce chapitre pose ainsi le contexte scientifique clé de la thèse en lien avec les questions qui sont avancées, dans le but d'améliorer la compréhension des interactions entre milieux urbains et systèmes convectifs.

1.1 Caractéristiques générales du climat urbain

1.1.1 Un milieu fortement anthropisé

Le milieu urbain fait référence à un environnement caractérisé par la présence d'une agglomération humaine parfois dense, ayant engendré une forte modification des surfaces naturelles présentes initialement. Cette altération du paysage naturel par l'activité humaine, appelée anthropisation, englobe un large spectre d'actions et d'impacts sur l'environnement. Parmi ceux-ci se trouvent, la construction d'infrastructures et d'industries, l'exploitation des ressources naturelles, le déboisement pour l'agriculture, ainsi que l'élaboration de réseaux de transport et d'assainissement, éléments constitutifs du processus d'urbanisation qui a profondément modifié les surfaces terrestres au cours des deux der-

niers siècles (Douglas, 1983).

Dépendantes de l'agriculture nécessaire à leur survie, les sociétés avant le siècle dernier vivaient en grande majorité à la campagne. La densité de population était généralement plus faible et les activités humaines réparties sur de vastes zones. Il existait néanmoins déjà de nombreuses villes à l'échelle du globe depuis des millénaires (Tellier, 2011). Certaines estimations font parfois état de presque 1 million d'habitants dans des villes comme Bagdad, Xi'an ou Cordoue à la fin du 9^e siècle (Lefranc, 1839). Les nombreuses guerres, famines et épidémies de l'époque ont toutefois engendré le déclin de ces populations urbaines au cours des siècles suivants. À partir du milieu du 19^e siècle, les progrès technologiques et l'arrivée des machines industrielles ont permis d'augmenter les rendements des récoltes et leur acheminement dans les milieux urbains. L'amélioration des techniques médicales a diminué l'exposition des êtres humains aux maladies et les populations se sont ainsi progressivement rassemblées dans les villes, attirées par les opportunités de travail, les activités sociales, culturelles et économiques (Watson, 1993), formant ce qu'on appelle aujourd'hui la révolution industrielle. Celle-ci a fortement accéléré le processus d'urbanisation avec l'augmentation rapide de la concentration des populations en milieu urbain (Watson, 1993). Passant d'un faible pourcentage de la population mondiale vivant en ville au milieu du 19^e siècle, plus de la moitié de la population mondiale occupe maintenant les zones urbaines avec jusqu'à 80% des habitants dans les pays développés (UN, 2022).

Ces importants changements structurels de la société ne sont pas sans conséquences sur l'environnement. L'urbanisation s'accompagne d'une artificialisation des sols qui se fait aux dépens de l'équilibre naturel qui s'était développé initialement (Alberti, 2008). L'artificialisation se fait en grande partie avec des matériaux ayant des propriétés radiatives, énergétiques et hydrologiques différentes de celles des milieux naturels (Oke, 1982). La présence de ces surfaces hétérogènes couplée à l'imperméabilisation des sols impacte les transferts entre surface et sous-sol (Raimbault, 1996). Cela engendre des écoulements hydrologiques préférentiels qui favorisent le ruissellement de surface (Leopold, 1968), et limitent la quantité d'eau présente dans le sol ou en surface en ville (Gregory *et al.*, 2006).

Le milieu urbain se caractérise également par une morphologie en trois dimensions complexe d'éléments qui s'étalent parfois sur plusieurs dizaines de kilomètres carrés (Figure 1.1). Leurs répartitions, leurs formes et leurs localisations sur la surface varient fortement d'un milieu urbain à l'autre et engendrent des perturbations importantes de l'atmosphère à très fines échelles, de l'ordre du mètre, et jusqu'aux échelles de plusieurs kilomètres (Arnfield, 2003). Ayant ainsi des répercussions sur les premières couches de l'atmosphère, entre 0 et 2 km environ et parfois jusqu'à plusieurs dizaines de kilomètres autour des zones urbanisées (Oke *et al.*, 2017). Ces perturbations sont responsables de la formation d'un micro-climat local avec des caractéristiques qui lui sont propres et qui sont décrites dans la section suivante.



FIGURE 1.1 – Exemple de la géométrie complexe de l'environnement urbain et de son étalement : vue aérienne du "Central Business District" dans la ville de Melbourne en Australie. Source : Arnaud Forster (2018).

1.1.2 Le micro-climat urbain

Sur les surfaces terrestres, le rayonnement solaire est le facteur le plus important qui pilote la météorologie et le climat (Rouse *et al.*, 1973). Pour caractériser celui-ci, on définit le bilan radiatif de surface dans lequel Q^* , le rayonnement net, s'exprime de la manière suivante :

$$Q^* = SW_{\downarrow} + LW_{\downarrow} - (SW_{\uparrow} + LW_{\uparrow}) \quad (1.1)$$

Ce bilan radiatif fait dépendre le rayonnement net des rayonnements de courtes et grandes longueurs d'onde descendants, c'est-à-dire reçus par la surface (SW_{\downarrow} et LW_{\downarrow} , respectivement) et montants (réfléchis et émis par la surface) vers l'atmosphère (SW_{\uparrow} et LW_{\uparrow} , respectivement).

Sur une surface naturelle, de préférence plane, le bilan d'énergie de surface qui traduit l'énergie nette disponible au niveau de la surface fait intervenir la relation suivante, expliquée en détails par Oke *et al.* (2017) :

$$Q^* = Q_H + Q_{LE} + Q_G \quad (1.2)$$

Avec Q_H le flux turbulent de chaleur sensible représentant le transfert de chaleur entre la surface et l'atmosphère et Q_{LE} , le flux turbulent de chaleur latente, quantité de chaleur impliquée dans les processus de changement d'état de l'eau par évaporation ou condensation. Q_G représente le flux de chaleur dans le sol qui transfère de la chaleur sensible par conduction sous la surface selon le gradient de température dans le sol.

Lorsqu'on se place dans l'environnement urbain, la morphologie complexe 3D et les modifications des propriétés de surface induisent un bilan d'énergie légèrement différent

qui se calcule sur un volume idéalisé contenant l'ensemble des bâtis et le volume d'air associé. Il a été développé par Oke (1988) et a pour expression :

$$Q^* + Q_F = Q_H + Q_{LE} + \Delta Q_S + \Delta Q_A \quad (1.3)$$

À l'énergie nette disponible pour le système Q^* s'ajoute un nouveau terme source Q_F qui correspond au flux de chaleur anthropique lié aux activités humaines comme le trafic routier (combustion des moteurs) ou les rejets de chaleur liés au chauffage et à la climatisation (Pigeon *et al.*, 2007). Ce terme est généralement plus élevé en hiver en raison d'une utilisation plus intensive du chauffage. Les termes puits sont, comme précédemment, les flux turbulents de chaleur sensible et de chaleur latente, ainsi que le flux de stockage de chaleur dans les infrastructures ΔQ_S . À cette équation s'ajoute le terme ΔQ_A illustrant les phénomènes d'advection horizontale ajoutant ou soustrayant une quantité d'énergie au système. Pigeon *et al.* (2007) ont montré qu'en présence de gradient de température et d'humidité faible, le terme ΔQ_A pouvait être négligé, conditions que l'on observe généralement à l'échelle locale pour une ville dans l'intérieur des terres.

En raison de la géométrie du milieu urbain, la quantité de rayonnement absorbée par le système par piégeage radiatif augmente fortement, et les capacités de stockage de l'énergie des matériaux urbains entraînent une augmentation de l'énergie disponible dans l'environnement (Oke *et al.*, 1999 ; Lemonsu et Masson, 2002). Celle-ci a pour conséquence une augmentation des températures de surface et de l'air ambiant, renforcée la nuit lors du déstockage de la chaleur emmagasinée en journée par les matériaux. Ce mécanisme est à l'origine de la formation de l'îlot de chaleur urbain noté ICU. Ce phénomène est caractéristique des zones urbaines où la température en zone urbanisée est très souvent plus élevée que la campagne environnante (Tan *et al.*, 2009 ; Oke *et al.*, 2017), notamment la nuit.

Bien que caractérisées par des échelles grandement inférieures à celles des montagnes ou des océans, les villes de toutes tailles peuvent être vues comme de petits objets qui influencent la météorologie et le climat (Masson *et al.*, 2020). Typiquement, les premières couches de l'atmosphère peuvent être altérées par la présence de la ville, généralement entre 0 et 2 km d'altitude, dans une zone appelée couche limite atmosphérique (CLA). Cette partie de l'atmosphère est pilotée par les effets de frottements de surface et les effets thermiques liés au chauffage qui augmentent le mélange au sein de la CLA. En raison de ses propriétés de surface et caractéristiques thermiques, la ville modifie la couche limite en créant ce qu'on appelle la couche limite urbaine (CLU). La CLU peut être sensiblement différente d'une CLA rurale, aussi appelée CLR. Un développement plus important de la couche limite est souvent constaté en comparaison avec le milieu rural, en raison, principalement, de l'augmentation du flux de chaleur sensible en ville et de l'augmentation de la turbulence causée par la forte rugosité du milieu urbain (Yang *et*

al., 2014; Bélair *et al.*, 2018). La couche limite urbaine peut prendre différentes formes en fonction du vent synoptique dominant dans la région. La Figure 1.2 illustre ce qu'on appelle le dôme urbain, lorsque la CLU se développe de manière importante directement au-dessus de la zone urbanisée en raison d'un vent synoptique faible. Le panache urbain, caractéristique d'une CLU qui se développe au-dessus de la zone urbanisée et qui est advectée sous le vent de la ville, s'observe plutôt dans des périodes de vent plus fort où les effets de l'environnement urbain sur l'atmosphère ont lieu jusqu'à plusieurs dizaines de kilomètres du centre-ville (Cosgrove et Berkelhammer, 2018; Varentsov *et al.*, 2018; Yang *et al.*, 2018). Ces différentes formes de CLU peuvent avoir des conséquences sur la météorologie locale. Celles-ci sont décrites dans la section 1.4.1.

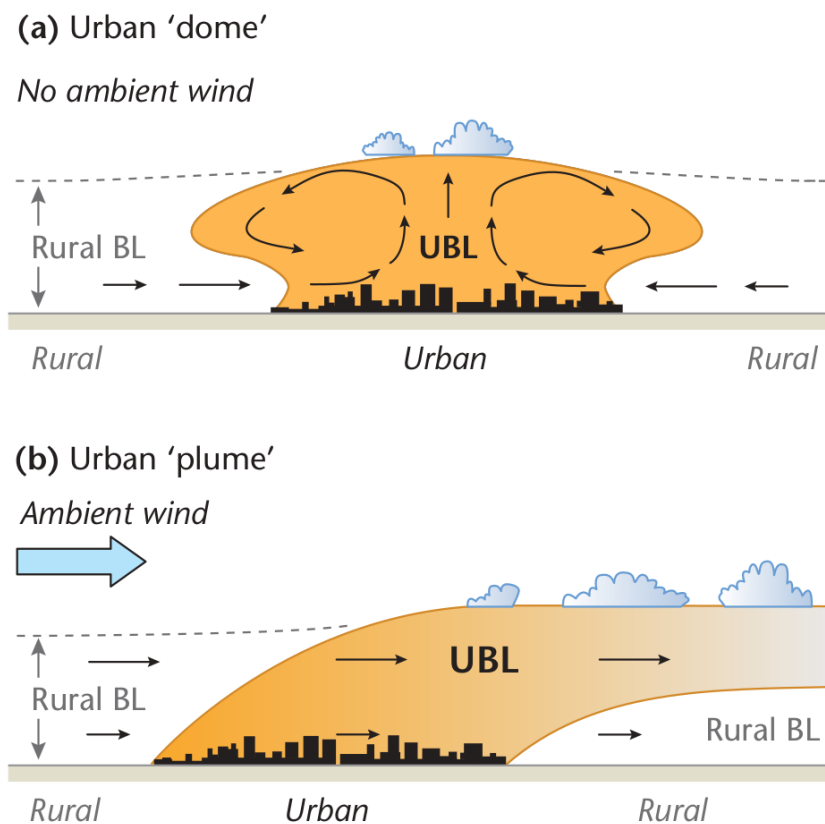


FIGURE 1.2 – Schémas des formes que peut prendre la couche limite atmosphérique urbaine en fonction de l'intensité du vent synoptique. Source : Oke *et al.* (2017).

1.1.3 Les villes dans le contexte du changement climatique

Depuis la révolution industrielle, au milieu du 19^e siècle, les activités humaines, qui reposent sur la combustion des énergies fossiles (le transport, l'industrie, etc.), ont massivement émis des gaz à effet de serre dans l'atmosphère. Ces gaz, principalement, le dioxyde de carbone (CO_2), le méthane (CH_4) et le protoxyde d'azote (N_2O), ont un rôle important à jouer dans la régulation du climat sur Terre. Ils permettent notamment, dans un monde en équilibre, de maintenir la température moyenne de la surface terrestre autour

de 15°C (Organisation Météorologique Mondiale, 2022a), en tenant compte de l'eau, H_2O , également. Dans la société actuelle, une quantité très élevée de gaz à effet de serre est émise par les combustions fossiles et l'équilibre terrestre est en conséquence rompu avec une forte augmentation de la concentration de ces gaz au cours des dernières décennies.

Cela a des conséquences sur la température globale à la surface de la Terre. Selon le 6^e rapport du GIEC (Gulev *et al.*, 2021), chapitre 2 du 1^{er} groupe de travail, à la fin des années 2010, la température globale a augmenté de plus de 1.0°C par rapport à la période pré-industrielle 1850-1900, période de référence dans l'Accord de Paris signé le 12 décembre 2015. Selon les différents scénarios de projections climatiques issues du projet CMIP6 (Coupled Model Intercomparison Project Phase 6), pour le siècle en cours, la température pourrait continuer à augmenter globalement sur la Terre de 2 à 5°C par rapport à l'ère pré-industrielle d'ici à 2100 (Lee *et al.*, 2021). Pour l'Europe, le réchauffement pourrait être deux fois plus rapide que la moyenne planétaire (Organisation Météorologique Mondiale, 2022b) et cette valeur serait même sous-estimée, selon une étude récente comparant les températures observées et les températures prévues par les projections climatiques (Vautard *et al.*, 2023).

Guerreiro *et al.* (2018) ont analysé l'évolution des vagues de chaleur, des sécheresses et des inondations pour 571 villes européennes entre 1951-2000 et 2051-2100, s'appuyant sur le scénario pessimiste (avec fortes émissions de gaz à effet de serre durant le 21^e siècle). Les auteurs ont montré qu'avec le changement climatique, de nombreuses disparités apparaissent entre les villes européennes avec de fortes hausses de températures maximales dans les villes du sud et du centre de l'Europe et un assèchement de la masse d'air pour les villes du sud alors que les villes du nord de l'Europe seraient concernées par plus d'épisodes d'inondations. En parallèle, de récentes études ont montré que l'ICU ne devrait pas s'intensifier dans le futur. Il devrait même, au contraire, légèrement s'atténuer dans les villes européennes en raison d'un assèchement plus fort des zones rurales entraînant une diminution de l'évapotranspiration de la végétation et une baisse moins importante de la température en milieu rural la nuit (Lemonsu *et al.*, 2013; Hamdi *et al.*, 2015). Concernant les précipitations extrêmes, les estimations sur leurs fréquences et leurs intensités futures sont plus difficiles à évaluer. Elles ont pourtant un impact fort sur les populations en milieu urbain dans les zones densément peuplées (Llasat *et al.*, 2013). Selon les scénarios les plus pessimistes, les villes du sud de l'Europe devraient voir les précipitations annuelles diminuer, mais les extrêmes de précipitations augmenter (Müller *et al.*, 2023) avec des épisodes de crues intenses et potentiellement dangereux pour les populations rurales et urbaines. Les villes du nord seraient, de leur côté, soumises à plus de précipitations globalement avec une augmentation des inondations (Guerreiro *et al.*, 2018).

Afin d'anticiper au mieux les conséquences du changement climatique en milieu urbain, il est important de comprendre l'ensemble des mécanismes et des processus qui se mettent en place, lors des vagues de chaleur et de précipitations extrêmes. Cela permet à termes de

proposer des solutions d'adaptation des villes pour un climat futur plus chaud et marqué par des extrêmes de températures, de pluie et de sécheresse en mettant en place des stratégies de verdissement des villes (de Munck *et al.*, 2013) ou en anticipant les zones les plus impactées par les pluies au-dessus et autour de la ville (Liu et Niyogi, 2019).

1.2 La convection atmosphérique

La convection en météorologie correspond à l'ensemble des processus qui se développent en réponse à une instabilité verticale dans l'atmosphère. Cette convection est très fréquente sur Terre et est à l'origine des mouvements verticaux de l'air, provoquant des changements d'état de l'eau et formant ainsi des nuages (Malardel, 2022). La convection est présente à toutes les échelles de l'atmosphère : des processus turbulents de toute petite échelle au cumulonimbus, en passant par les cumulus et les thermiques. Elle contribue à équilibrer l'énergie dans l'atmosphère en la redistribuant sur la verticale et à plus grande échelle également sur l'horizontale (Malardel, 2022).

1.2.1 Instabilité de l'atmosphère

Dans l'atmosphère, des mouvements verticaux ascendants et subsidents peuvent se mettre en place en réponse à une instabilité thermique. Pour comprendre, cela, le modèle de la particule permet, en première approche, d'étudier ces mouvements verticaux. Lorsque l'on considère des échelles fines pour lesquelles l'échelle verticale H des phénomènes étudiés est équivalente à l'échelle horizontale L , négliger l'accélération de la vitesse verticale n'est plus valide. La résultante verticale de la force de pression et le poids ne s'équilibrent plus. On dit que l'approximation hydrostatique n'est plus valide et les mouvements verticaux sont alors contrôlés par la force de gravité et la force d'Archimède, la résultante des deux étant la flottabilité (Malardel, 2022). En considérant une particule d'air sec qui peut se déplacer verticalement, la force de flottabilité B (pour *Buoyancy* en anglais) s'exprime de la manière suivante :

$$\frac{Dw_p}{Dt} = -g - \frac{1}{\rho_p} \frac{\partial p_p}{\partial z} = B \quad (1.4)$$

où w_p , p_p et ρ_p sont respectivement la vitesse verticale, la pression et la masse volumique de la particule considérée et g l'accélération de la pesanteur.

L'équation 1.4 résulte de la loi de Newton appliquée à la particule, et permet d'évaluer le caractère stable ou instable de l'atmosphère en météorologie. Pour mieux le comprendre, il faut repartir de la définition de la température potentielle qui permet de qualifier le caractère stable ou instable de l'atmosphère. Celle-ci est la température hypothétique qu'une parcelle d'air acquerrait si on lui faisait subir une transformation adiabatique, sans échange de chaleur avec l'air environnant, en modifiant sa pression P pour l'amener

à la valeur de pression de référence en météorologie de $P_0 = 1000$ hPa. Elle a pour expression :

$$\theta = T \left(\frac{P_0}{P} \right)^{\frac{R}{C_p}} \quad (1.5)$$

avec R la constante spécifique de l'air sec et C_p est la capacité thermique massique de l'air sec à pression constante.

Cette variable est très utile en météorologie, car elle permet de s'affranchir des variations de pression et donne des indications sur la stabilité de l'atmosphère lorsqu'on étudie ses variations sur la verticale. Pour cela, en utilisant l'équation 1.4 et en considérant que la pression de la particule s'adapte immédiatement à la pression de l'environnement qui l'entoure, l'expression de l'équation du mouvement vertical s'écrit alors :

$$\frac{Dw_p}{Dt} = -g \frac{\theta_{\text{env}} - \theta_p}{\theta_{\text{env}}} \quad (1.6)$$

Comme on s'intéresse ici aux mouvements de la particule, on peut étudier son comportement si on l'écarte légèrement de sa position de référence. Pour cela, on peut prendre en compte un petit déplacement selon la verticale Δz et un environnement au repos au point z_0 . Comme il s'agit d'une évolution adiabatique, la température potentielle de la particule en $z_0 + \Delta z$ est la même qu'en z_0 . De plus, on suppose que la particule et l'environnement sont en équilibre en z_0 . On obtient alors l'équation d'évolution de la vitesse de la particule suivante :

$$\frac{Dw_p}{Dt} = -\frac{g}{\theta_{\text{env}}} \frac{\partial \theta_{\text{env}}}{\partial z} \Delta z \quad (1.7)$$

On voit apparaître dans l'équation 1.7 que les mouvements verticaux et donc la stabilité de l'atmosphère vont dépendre des variations verticales de la température potentielle. Trois cas de figures distincts apparaissent :

$$\text{L'atmosphère est stable si } \frac{\partial \theta_{\text{env}}}{\partial z} > 0 \quad (1.8)$$

$$\text{L'atmosphère est neutre si } \frac{\partial \theta_{\text{env}}}{\partial z} = 0 \quad (1.9)$$

$$\text{Elle est instable si } \frac{\partial \theta_{\text{env}}}{\partial z} < 0 \quad (1.10)$$

La force de flottabilité va venir appliquer une force d'ascendance ou de subsidence en fonction du gradient de température potentielle de l'environnement, comme illustré sur la [Figure 1.3](#).

Il est important de noter que ce modèle ne s'applique que lorsqu'on considère une

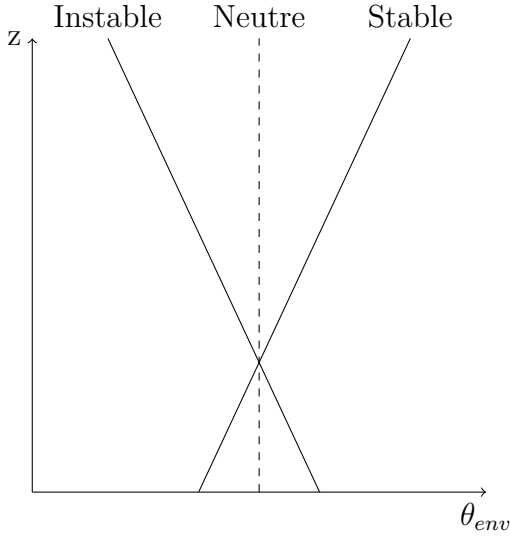


FIGURE 1.3 – État de stabilité de l'atmosphère selon le gradient vertical de température potentielle.

particule d'air sec. Au sein de l'atmosphère terrestre, les phénomènes météorologiques qui entrent en jeu sont bien plus complexes et nécessitent de prendre en compte la présence d'eau sous forme liquide, solide et gazeux. Une particule d'air humide étant plus légère qu'une particule d'air sec, la force de flottabilité est augmentée. Ces changements de phase impliquent de considérer les dégagements de chaleur liés à la condensation ou à la congélation et les absorptions de chaleur induites par l'évaporation, la fonte ou la sublimation. Ces changements influent sur la force de flottabilité qui peut ainsi être diminuée ou augmentée (Malardel, 2022). Afin de prendre en compte le contenu en eau dans le modèle de la particule, les météorologistes utilisent la température virtuelle T_v , la température qu'aurait une masse d'air sec (de même masse) avec la même flottabilité que la masse d'air humide. En utilisant alors la température virtuelle et en considérant la température potentielle virtuelle θ_v , on peut obtenir une expression des mouvements verticaux de la particule en fonction de la température potentielle virtuelle de la particule et de l'environnement :

$$\frac{Dw_p}{Dt} = -g \frac{\theta_{v,env} - \theta_{v,p}}{\theta_{v,env}} \quad (1.11)$$

Cette approche améliore la représentation des mouvements verticaux qui ont lieu au sein de l'atmosphère à des échelles fines et permet d'expliquer les mouvements convectifs qui peuvent se mettre en place. Les conditions de déclenchement de ces mouvements, en tenant compte du contenu en eau, sont détaillés par la suite.

1.2.2 Distinction entre la convection peu profonde et profonde

Comme décrit dans la section précédente, les mouvements convectifs sont l'ensemble des processus générés par des instabilités dues à la flottabilité dans l'atmosphère. Ces

mouvements convectifs peuvent se traduire sous différentes formes :

- Convection sèche : elle se caractérise par des mouvements verticaux des particules, mais sans la formation de nuages, on appelle ces mouvements des thermiques. Ce sont des ascendances à l'échelle aérologique qui se cantonnent généralement à la couche limite atmosphérique et qui sont grandement appréciées des amateurs de parapente ou de planeur. Il est à noter que cette convection est une des composantes de la turbulence.
- Convection peu profonde : comme son nom l'indique, elle représente des mouvements verticaux d'extension limitée sur la verticale, les particules ne s'élèvent en général que de quelques kilomètres. Même si cette convection permet de former des nuages, ceux-ci sont de faible extension verticale (de type cumulus humilis ou cumulus mediocris).
- Convection profonde : ce type de convection s'observe lorsque les mouvements verticaux s'étendent sur toute la hauteur de la troposphère et que les nuages qui se forment deviennent précipitant. Bien que de fine échelle comparée aux cyclones ou aux dépressions de moyennes latitudes, elle contribue fortement à la redistribution énergétique à l'intérieur du système Terre/atmosphère. Le cumulonimbus, nuage associé à l'orage, est une illustration de convection profonde.

Pour mieux comprendre comment les ascendances peuvent se développer et ainsi entraîner une convection peu profonde ou profonde en fonction de leur intensité, on peut à nouveau s'intéresser à une particule d'air et son environnement. Dans l'atmosphère réelle, pour que la particule atteigne le point de condensation et ainsi devienne plus chaude que son environnement grâce à la libération de chaleur latente, un forçage est nécessaire. Ces forçages peuvent avoir de multiples origines : la présence d'un relief (Richard *et al.*, 2011), une convergence liée à des phénomènes de brise (Rochetin *et al.*, 2017) ou la propagation d'ondes de gravité causées par un relief (Lac *et al.*, 2002). Sous l'impulsion des forçages, la particule se soulève le long de la courbe adiabatique sèche (flèche verte, Figure 1.4) et peut atteindre le LCL, pour *Lifting Condensation Level* en anglais, point à partir duquel elle est saturée. La libération de chaleur latente sous l'effet de la condensation permet à la particule de s'élever par flottabilité selon la courbe pseudo-adiabatique saturée (courbe verte pointillée, Figure 1.4) jusqu'au niveau où elle devient plus chaude que son environnement (Zhu et Albrecht, 2002). Ce point s'appelle le niveau de convection libre (LFC pour *Level of Free Convection*). La particule va ensuite subir une accélération vers le haut sous l'effet de la flottabilité jusqu'à ce qu'elle devienne à nouveau plus froide et donc plus lourde que l'air environnant. Elle a alors atteint le niveau de flottabilité neutre ou P_{top} (LNB, *Level of Neutral Buoyancy* en anglais). En théorie, on définit également un niveau P_{topbis} qui représente le niveau maximal théorique atteint par la particule qui ralentit progressivement après avoir dépassé le LNB.

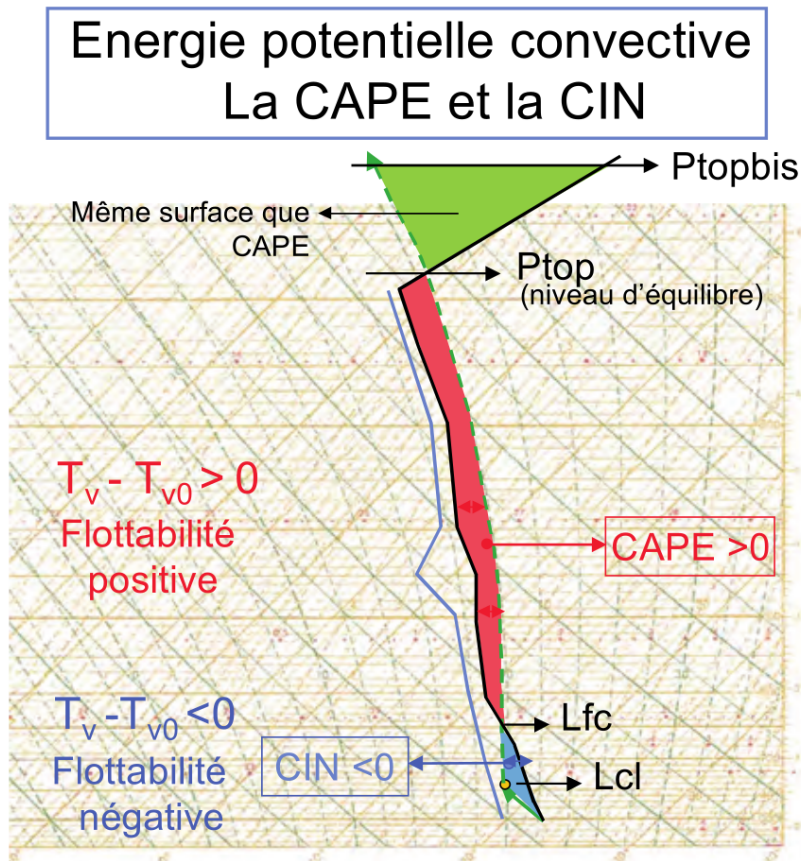


FIGURE 1.4 – Exemple de profil vertical de l’atmosphère sur un émagramme. Les courbes d’état, adiabatique et pseudo-adiabatique sont respectivement représentées par la courbe noire, la flèche verte et la courbe en pointillés vert. La courbe bleue caractérise la température du point de rosée selon l’altitude. La CAPE est matérialisée par la zone rouge et la CIN par la zone bleue. Schéma adapté de Calas (2014).

La courbe d’état (courbe noire, Figure 1.4) matérialisant la température virtuelle de l’air environnant permet alors de caractériser le niveau sur lequel se trouve la particule. Si celle-ci se situe en dessous du LFC, la particule est stable. Elle doit gagner suffisamment d’énergie pour vaincre le travail de la force de flottabilité qui la ramène vers sa position initiale afin de pouvoir s’élever. L’énergie nécessaire pour vaincre ce travail s’appelle l’énergie d’inhibition convective (CIN pour *Convective inhibition* en anglais). Sur l’émagramme, l’énergie associée à la CIN est représentée par la zone en bleu. Au contraire, pour estimer le potentiel convectif de l’atmosphère, et calculer la vitesse maximale qu’une particule peut atteindre, il faut considérer les niveaux situés entre le LFC et le LNB. Dans cette zone, la force de flottabilité accélère la particule vers le haut, la particule est considérée comme instable. Pour quantifier cette énergie, l’énergie potentielle convective disponible (CAPE pour *Convective Available Potential Energy*) est utilisée. Elle correspond à l’énergie potentielle susceptible d’être transformée en énergie cinétique pour les ascendances. Cette énergie est représentée par la zone en rouge sur l’émagramme. Plus la CAPE est élevée, plus la vitesse verticale atteinte à l’intérieur d’un courant ascendant peut être élevée et plus les nuages seront développés. Mathématiquement, la CAPE et la

CIN se définissent de la manière suivante :

$$\text{CAPE} = g \int_{z_{\text{LFC}}}^{z_{\text{LNB}}} \frac{T_{v,p}(z) - T_{v,\text{env}}(z)}{T_{v,\text{env}}(z)} dz \quad (1.12)$$

$$\text{CIN} = g \int_{z_0}^{z_{\text{LFC}}} \frac{T_{v,p}(z) - T_{v,\text{env}}(z)}{T_{v,\text{env}}(z)} dz \quad (1.13)$$

Dans l'équation ci-dessus, z_{LFC} , z_{LNB} , z_0 sont respectivement les altitudes du LFC, du LNB et du point de départ de la particule d'air.

En complément, pour caractériser le potentiel convectif d'une situation météorologique, Chaboureau *et al.* (2004) utilisent la valeur maximale de la VKE (*Vertical Kinetic Energy* en anglais) en basses couches. Celle-ci sera utilisée, tout comme la CAPE et la CIN dans ce manuscrit. Elle se définit comme suit :

$$\text{VKE} = \frac{1}{2}w^2 \quad (1.14)$$

avec w la composante verticale du vent.

Il faut toutefois noter que le modèle de la particule comprend certaines limites. Comme évoqué dans la section 1.2.1, il ne tient pas compte de la masse des hydrométéores. Des hypothèses sont également faites sur l'absence d'effets d'entraînements d'air environnant et détraînements d'air de l'intérieur du nuage. Les effets de perturbation de pression qui se mettent en place autour de la particule ascendante et sont à l'origine d'une force de pression verticale dirigée vers le bas qui s'oppose à l'accélération de la particule vers le haut ne sont pas non plus considérés ici. L'approche utilisée dans cette section permet de comprendre de manière schématique les différentes composantes du déclenchement de la convection et la prise en compte des mécanismes plus complexes sont détaillés par Malardel (2022).

1.2.3 Effet des différentes surfaces sur la convection

La diversité des surfaces terrestres englobe une multitude de types, incluant les étendues d'eau, les forêts, les montagnes et les zones urbaines. Chacun d'entre eux ayant des caractéristiques propres qui peuvent altérer les écoulements de l'atmosphère située au-dessus. Cette section résume les effets des différentes surfaces et de leurs variations locales sur les processus de convection peu profonde et profonde.

— L'effet de l'orographie sur la convection

De simples collines de quelques centaines de mètres à plusieurs kilomètres de hauts, les montagnes peuvent impacter les écoulements de l'atmosphère située au-dessus et induire une initiation ou un renforcement de la convection. De nombreuses études ont été menées durant le siècle dernier concernant l'effet de l'orographie sur la génération de nuages de

convection peu profonde, et sur la convection profonde (Smith, 1979 ; Banta *et al.*, 1990 ; Houze, 1993).

Il existe deux effets majeurs liés à l'orographie qui peuvent affecter la formation des nuages (Banta *et al.*, 1990). La montagne peut agir comme une barrière sur les écoulements et ainsi forcer les particules à s'élever. En reprenant les termes définis dans la section précédente concernant l'instabilité, dans le cas d'une atmosphère instable, la montagne peut agir comme un forçage essentiel pour soulever les particules et leur permettre d'atteindre le LFC. Cela peut se traduire par la formation de nuages de convection peu profonde (Banta *et al.*, 1990) mais également par l'initiation de bandes de fortes précipitations convectives comme montré par Cosma *et al.* (2002) dans le sud de la France à l'aide de simulations numériques à une échelle horizontale de 1 km. Le second effet est lié au chauffage diurne causé par les rayons du soleil en journée, qui entraîne le déplacement des particules vers le sommet de la montagne et leur permet d'atteindre le LFC. Des précipitations convectives sont ainsi générées en fin de journée sur la montagne (Banta *et al.*, 1990 ; Houze Jr., 2012). Un exemple plus récent est donné par Richard *et al.* (2011) sur la forêt noire dans le sud-ouest de l'Allemagne. Lors du projet *Convective and Orographically induced Precipitation Study* (COPS ; Wulfmeyer *et al.*, 2011), des tests de sensibilité avec un modèle numérique à 2 km de résolution ont été réalisés sur un cas d'initiation de convection profonde sur la montagne. Les auteurs ont montré que le pic du Feldberg a joué un rôle dans la génération de convergences de basses couches et le renforcement des ascendances au-dessus de la montagne.

D'autres types de nuages peuvent également apparaître à proximité immédiate des reliefs, mais ils résultent de phénomènes d'échelles plus grandes, tels que les nuages d'ondes qui se forment en présence d'un relief lorsque l'atmosphère est stable et qu'un fort vent souffle en altitude. Ils sont caractérisés par des nuages dits stables et n'ont pas tendance à évoluer en nuages convectifs peu profonds ou profonds. Néanmoins, certaines études ont montré que les ondes de gravité à l'origine des nuages d'ondes (voir Malardel (2022) pour plus de détails), peuvent renforcer des systèmes convectifs intenses déjà formés (Tripoli et Cotton, 1989).

— Les surfaces désertiques

La présence de surfaces désertiques peut avoir un effet sur la convection. Bien que cela puisse sembler contrintuitif du fait du caractère aride avec très peu d'humidité disponible au niveau de ces surfaces, de nombreuses études menées sur différentes régions du monde ont montré un renforcement de la convection dans les parties arides. Un grand nombre d'études se sont concentrées sur le Sahel, une région subtropicale située au sud du Sahara, en raison des pluies de moussons qui interviennent dans cette zone et des fortes hétérogénéités de surfaces présentes. Lors de leur étude sur plus de 100 épisodes de convection profonde au-dessus de l'Afrique de l'Ouest, Taylor et Ellis (2006) ont trouvé que la convection avait tendance à être atténuée au-dessus des zones humides et à être

renforcée au-dessus des sols secs. Selon eux, ce renforcement de la convection est dû à des convergences de basses couches qui se mettent en place entre les surfaces humides et les surfaces arides et aux forts gradients de flux de chaleur sensible permettant de renforcer l'effet de brise dans les basses couches. Néanmoins, la résolution de leur jeu de données (30 à 40 km) ne leur permettait pas de conclure entièrement sur les mécanismes impliqués. Ces observations ont néanmoins été confirmées plusieurs années plus tard par Gounou (2010) qui a montré, lors de sa thèse, que l'initiation de la convection a lieu jusqu'à 13% du temps en plus lorsque de forts gradients des températures de surface apparaissent.

En complément, Wang *et al.* (2009) ont montré que la convection peu profonde était renforcée dans les zones les plus sèches de la déforestation en Amazonie. À travers une analyse des images satellitaires au-dessus de l'Amazonie, les auteurs expliquent, qu'à l'instar de la zone sahélienne, une circulation de méso-échelle se met en place entre la zone de forêt et la zone déforestée et contribue à l'initiation de la convection dans la partie sèche de la zone.

— La présence des forêts

Les forêts couvrent environ 30% des surfaces émergées du globe et leur présence va de l'équateur jusqu'aux régions polaires. En raison de leurs fortes étendues sur la surface terrestre, elles peuvent avoir des effets importants sur la météorologie (Teuling *et al.*, 2017; Noual *et al.*, 2023) et le climat (Spracklen et Garcia-Carreras, 2015).

La formation de nuages de convection peu profonde a été étudiée à travers de nombreux articles scientifiques qui cherchaient à quantifier l'augmentation ou la diminution des nuages au-dessus des forêts. Une étude récente de Xu *et al.* (2022) a montré que selon la région considérée, les forêts peuvent avoir différents effets sur la convection et la formation des nuages. Les auteurs ont observé que la fraction nuageuse est augmentée au-dessus de la plupart des forêts boréales et tempérées de l'hémisphère nord, comparé aux zones de non-forêts à proximité. À l'inverse, pour les forêts tropicales, la fraction nuageuse est réduite au-dessus des zones forestières. Ces effets contrastés sont confirmés par d'autres études effectuées sur différentes zones du globe. En analysant dix années de données de satellites géostationnaires sur la forêt des Landes, Teuling *et al.* (2017) ont montré une augmentation de la couverture nuageuse au-dessus de la zone boisée par rapport aux zones environnantes, signe que la convection est renforcée au-dessus de la zone forestière. Ces observations sont confirmées par Noual *et al.* (2023) à travers plusieurs simulations numériques sur la même zone du sud-ouest de la France. Ils montrent que sur 15 cas représentatifs de la convection estivale, la couverture nuageuse est réduite au-dessus de la forêt des Landes lorsque l'on réduit d'un tiers le couvert forestier.

Plusieurs processus sont mis en avant pour expliquer les effets des forêts sur la convection. Teuling *et al.* (2017) montrent que le bilan d'énergie de surface est modifié et les frottements causés par la présence de la forêt modifient les écoulements de surface (brise

de forêt) et viennent renforcer la formation des nuages. Bosman *et al.* (2019) ont montré qu'une augmentation du flux de chaleur sensible est observée au-dessus de la forêt des Landes. Cela entraîne indirectement une diminution de l'énergie nécessaire pour que la particule d'air atteigne le LCL. Ces observations sont confirmées par les simulations numériques menées par Noual *et al.* (2023) sur les nombreux cas d'études simulés. Ils montrent dans leurs analyses que le flux de chaleur sensible est augmenté en présence de forêt. C'est également le cas de l'énergie cinétique turbulente (TKE) sous maille et des vitesses verticales qui sont jusqu'à 30% supérieures par rapport aux simulations où un tiers de la forêt est supprimé.

Au contraire, au niveau des zones tropicales, la diminution des nuages au-dessus des zones forestières est due à une diminution du flux de chaleur sensible par rapport aux zones déboisées. Ce flux de chaleur sensible est alors beaucoup plus élevé au-dessus des zones déboisées de l'Amazonie et plus de convection et de nuages sont souvent constatés au-dessus de ces zones (Lawrence et Vandecar, 2015).

D'autres surfaces sont également connues pour avoir des effets sur la convection dans certaines zones du globe. Il s'agit parfois de la présence d'une île, comme c'est le cas au nord de l'Australie avec l'île Tiwi qui permet de renforcer la convection profonde et la formation d'orages multicellulaires (Dauhut *et al.*, 2015). Il peut également s'agir de zones de fortes hétérogénéités de surface qui vont générer des brises et des convergences pouvant déclencher la convection. Cela peut s'observer avec les brises de mer (Malkus, 1963) ou des brises de végétation à l'interface entre deux types de couverts différents (Mahfouf *et al.*, 1987). Un autre type de surface ayant, pour sa part, une origine non naturelle et pouvant affecter les basses couches de l'atmosphère fait l'objet de l'étude de la suite de cette thèse. Il s'agit de l'environnement urbain et ses effets sur la convection qui sont présentés dans la section suivante.

1.3 Effets du milieu urbain sur la convection

1.3.1 Nuages de convection peu profonde

Avec l'utilisation massive des satellites pour la détection des nuages (Yin *et al.*, 2022), différentes études ont été menées pour évaluer l'effet des régions urbanisées sur la formation des nuages de convection peu profonde. La plupart de ces études sont concentrées sur l'hémisphère nord, dans la zone tempérée où quatre saisons distinctes sont présentes. Une des premières études sur le sujet remonte à 1999 avec Romanov (1999) sur une vaste zone russe couvrant la ville de Moscou. À l'aide de 4 ans de données du radiomètre embarqué AVHRR du satellite de la NOAA, Romanov (1999) a montré qu'en comparant la fraction de nuages au-dessus de la ville et dans la campagne environnante, une augmentation de 13% de la fraction nuageuse était observée sur Moscou. Cette augmentation,

particulièrement visible au printemps et à l'été, est également constatée jusqu'à 20 km des bords de la ville en aval du vent dominant. 20 ans plus tard, une équipe américaine a entrepris la même étude sur les États-Unis avec cette fois presque 20 années de données d'images satellitaires issues des instruments embarqués MODIS à 1 km de résolution (Vo *et al.*, 2023). 447 villes ont été analysées et une augmentation de la couverture nuageuse est constatée en journée, jusqu'à 5% au-dessus de la ville par rapport à la campagne environnante. Cette observation est valide pour l'été et l'hiver durant la période diurne. Au contraire, durant la nuit en hiver, la ville a plutôt tendance à diminuer la couverture nuageuse, bien qu'il s'agisse plutôt dans ces situations de nuages stratiformes de basses couches, voire de brouillard selon les auteurs.

D'autres études utilisant des observations font le même constat avec une augmentation de la fraction nuageuse au-dessus de la ville, que ce soit aux États-Unis (Angevine *et al.*, 2003) ou en Europe (Theeuwes *et al.*, 2019 ; Theeuwes *et al.*, 2022). En particulier, Theeuwes *et al.* (2019) ont montré une augmentation de 5 à 10% des nuages de convection peu profonde au-dessus et légèrement au nord-est de Paris (Figures 1.5a,b). En complément, à l'aide de télémètres à nuages, Theeuwes *et al.* (2019) constatent que la hauteur de la base des nuages est augmentée, avec parfois une base de nuages 100 à 200 m plus élevée pour les nuages situés au-dessus de la ville par rapport à la campagne autour.

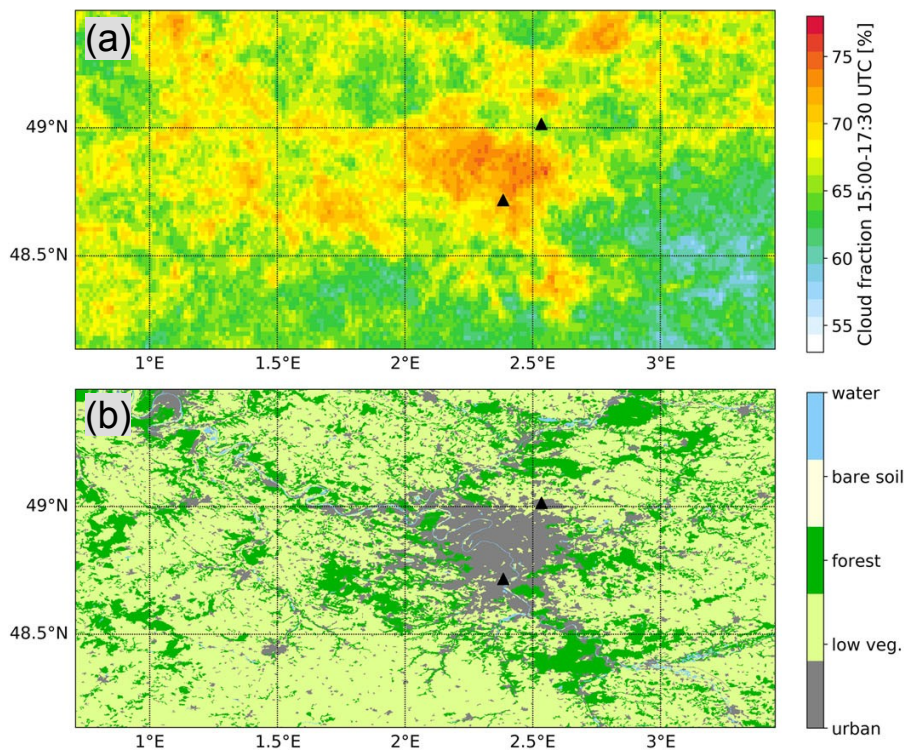


FIGURE 1.5 – (a) Fraction nuageuse moyenne sur la région parisienne dans l'après-midi sur la période mai-juin-juillet-août des années 2009 à 2018, figure adaptée de Theeuwes *et al.* (2019). Les données sont fournies par le satellite MSG-HRV (1 à 2 km de résolution). (b) Type de couverts de surface sur le même domaine que (a).

Varentsov *et al.* (2018) ont réalisé des tests de sensibilité à l'aide du modèle atmosphérique COSMO couplé avec un modèle de canopée urbaine pour évaluer l'effet de la ville de Moscou sur les nuages et les précipitations. À travers plus de 10 années simulées, les auteurs montrent que la couverture nuageuse est augmentée en journée et en début de nuit au-dessus de Moscou, mais également légèrement sous le vent de la ville. Plusieurs simulations réalisées par Theeuwes *et al.* (2022) s'alignent avec les résultats précédents avec un renforcement de la fraction nuageuse modélisée par le modèle anglais au-dessus de Londres.

1.3.2 Intensification des orages et des précipitations

Bien que moins connu dans le milieu scientifique, l'effet des villes sur les précipitations a été remarqué pour la première fois au début du siècle dernier avec Horton (1921) et ses hypothèses sur l'effet des grandes villes comme Albany ou Providence aux États-Unis sur les orages. Selon lui, les villes peuvent servir de moteur à la formation de la convection dans certaines conditions météorologiques. Quelques décennies plus tard, dans les années 60, de nombreux débats ont eu lieu autour de l'anomalie de La Porte, une zone située à l'est de Chicago dans laquelle une augmentation jusqu'à 30% des précipitations était relevée par rapport aux stations météorologiques environnantes (Changnon, 1968). Ces observations ont longtemps été discutées et ont mené à une vaste campagne de mesure sur l'effet des villes sur l'atmosphère dans les années 70, la campagne METROMEX (*Metropolitan Meteorological Experiment*, Changnon *et al.*, 1977) réalisée sur Saint Louis. Les études qui en ont découlé révèlent une augmentation des accumulations de précipitations jusqu'à 15% sous le vent de la ville pour les précipitations estivales (Changnon, 1981).

C'est néanmoins dans les dernières décennies que l'engouement pour l'étude de l'impact des villes sur les précipitations s'est accéléré. Dans leur papier, Liu et Niyogi (2019) résument plus de 80 études menées sur le sujet à travers la terre entière. Il ressort que deux zones sont particulièrement concernées par la modification des précipitations. La partie située au-dessus de la ville et la partie située sous le vent de la ville (c'est-à-dire en aval). Une analyse statistique des études réalisée par les auteurs fait ressortir une augmentation moyenne des précipitations de 16% au-dessus de la ville et jusqu'à 18% en aval (Figure 1.6). De faibles effets sont parfois également observés dans certains articles sur les côtés de la ville (Dou *et al.*, 2015).

Ces tendances sont confirmées par de nombreuses études sur une large variété de villes à travers le globe. Néanmoins, une forte variabilité existe entre les résultats de ces études. Par exemple, Kingfield *et al.* (2018) montrent à travers une étude avec cinq années de données de composites de réflectivités radar que les méga-villes américaines peuvent augmenter le nombre d'orages en aval jusqu'à 50%. Fabry *et al.* (2017) ne trouvent pour leur part qu'une augmentation de 10% de l'occurrence des orages sous le vent des

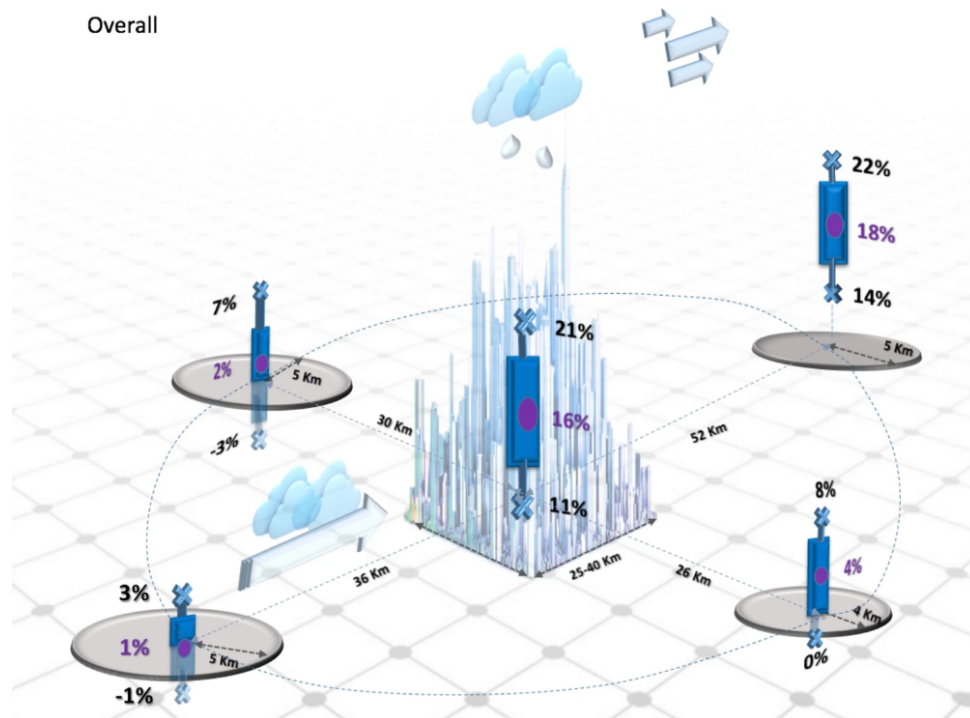


FIGURE 1.6 – Représentation synthétique de l'influence de la ville sur les accumulations de précipitations en fonction de l'orientation du vent. La ville est située au milieu du schéma. Source extraite de Liu et Niyogi (2019).

villes américaines, alors que leur étude s'appuie aussi sur une composite de réflectivités radar, mais sur une durée de 20 ans. Dans d'autres régions du globe, certaines études voient parfois même une réduction des précipitations en aval des grandes villes lorsque l'urbanisation augmente, c'est le cas par exemple de Song *et al.* (2014) sur Beijing en Chine.

Toujours à l'aide d'observations, des études aux États-Unis (Orville et Steiger, 2003), au Brésil (Naccarato *et al.*, 2003), en Corée du Sud (Kar *et al.*, 2007) ou en France (Coquillat *et al.*, 2012), montrent une augmentation des éclairs et des impacts de foudre à proximité des grandes villes. Preuve que les villes peuvent avoir un impact sur la convection profonde et la formation des cumulonimbus.

Une approche s'est également fortement développée ces dernières années avec l'utilisation massive de modèles numériques permettant de représenter finement l'atmosphère et les surfaces urbanisées. Ces modèles ont permis de réaliser des tests de sensibilité avec et sans surfaces urbanisées sur de nombreuses villes dans le monde afin d'y évaluer les impacts de celles-ci sur la convection et d'en comprendre les processus. Rozoff *et al.* (2003) ont été dans les premiers à utiliser un modèle numérique pour étudier l'effet de la ville de Saint-Louis aux États-Unis sur un cas d'orage en 1999. Ils ont montré que la ville renforce la convection en aval et favorise la formation de l'orage. Quelques années plus tard, Shem et Shepherd (2009) ont réalisé la même approche, mais sur deux cas de convection différents, ils en sont arrivés aux mêmes conclusions que Rozoff *et al.* (2003) avec une

augmentation jusqu'à 13% des précipitations à l'est (en aval dans les situations étudiées) de la ville d'Atlanta aux États-Unis. De nombreuses autres études de modélisation ont par la suite été réalisées sur la Chine (Guo *et al.*, 2006), en Malaisie (Li *et al.*, 2020) ou en Europe (Varentsov *et al.*, 2018). Elles montrent pour la plupart une augmentation des précipitations en aval, mais également au-dessus de la ville, comme c'est le cas pour Varentsov *et al.* (2018) sur Moscou par exemple.

Dans la dernière décennie, des auteurs ont également entrepris de réaliser des simulations d'ensembles, avec plusieurs simulations sur un même cas d'étude. Ils ont considéré pour cela une partie de l'incertitude de modélisation liée à la paramétrisation physique (schéma microphysique, de rayonnement ou de couche limite atmosphérique) sans pour autant tenir compte d'autres incertitudes telles que l'initialisation des simulations ou les paramétrisations de surface (Bouttier *et al.*, 2016). Ces études se sont concentrées pour la plupart sur l'Asie. Zhong et Yang (2015) ont pour leur part simulé un cas de convection de grandes échelles sur Beijing. Ils ont trouvé un effet de la ville sur les précipitations au sud-ouest avec une augmentation des précipitations et au nord-est de la ville dans laquelle une diminution de la quantité de pluie a été constatée. Luo *et al.* (2022) se sont concentrés sur la ville de Zhengzhou lors d'un événement extrêmement précipitant et à travers leur approche ensembliste, ils ont montré finalement que la ville avait tendance à diminuer les précipitations au-dessus de celle-ci.

Bien que certaines études tendent à montrer que les villes ne renforcent pas toujours les précipitations, la tendance globale indique une augmentation des précipitations au-dessus et en aval de la ville. Il reste néanmoins important de noter que l'aspect chaotique des systèmes convectifs reste souvent difficile à appréhender et de nombreux facteurs autres que les surfaces urbanisées peuvent influencer leur comportement (Liu et Niyogi, 2019).

1.3.3 Influence de la ville sur la trajectoire des orages

Plusieurs études se sont intéressées aux déplacements des systèmes convectifs, notamment des cellules orageuses, pour évaluer l'effet de l'environnement urbain sur leur trajectoire. En 1999, Tumanov *et al.* (1999) ont étudié un système frontal convectif avec des données de réflectivités radar. Celui-ci a traversé la ville de Bucarest et s'est détruit à l'approche de la ville puis reconstitué après avoir passé la capitale. Les auteurs ont imputé cet effet à la présence de la ville. À travers leur étude approfondie de 5 cas de convection sur Atlanta, Bornstein et Lin (2000) ont également montré un effet de la ville sur la trajectoire des orages. L'effet qu'ils relèvent est néanmoins légèrement différent : sur les 5 cas étudiés, 2 orages semblent bifurquer en passant au-dessus de la ville, sans pour autant se scinder en deux.

Afin de vérifier les affirmations précédentes, Niyogi *et al.* (2011) ont choisi de réaliser une analyse sur un plus grand échantillon de données. Ils ont utilisé les données de

réflectivités radar issues du radar d'Indianapolis sur 10 années et ont analysé subjectivement 91 événements convectifs qui ont touché la ville. Ils en tirent une conclusion en adéquation avec celle relevée par Tumanov *et al.* (1999) et Bornstein et Lin (2000) puisque plus de 60% des événements précipitant analysés ont changé de structure en approchant la ville d'Indianapolis, contre seulement 25% des événements étudiés dans la campagne environnante. L'analyse des réflectivités radar fait ressortir que les orages ont tendance à se séparer au-dessus la ville et à se rassembler à nouveau en aval et à se renforcer.

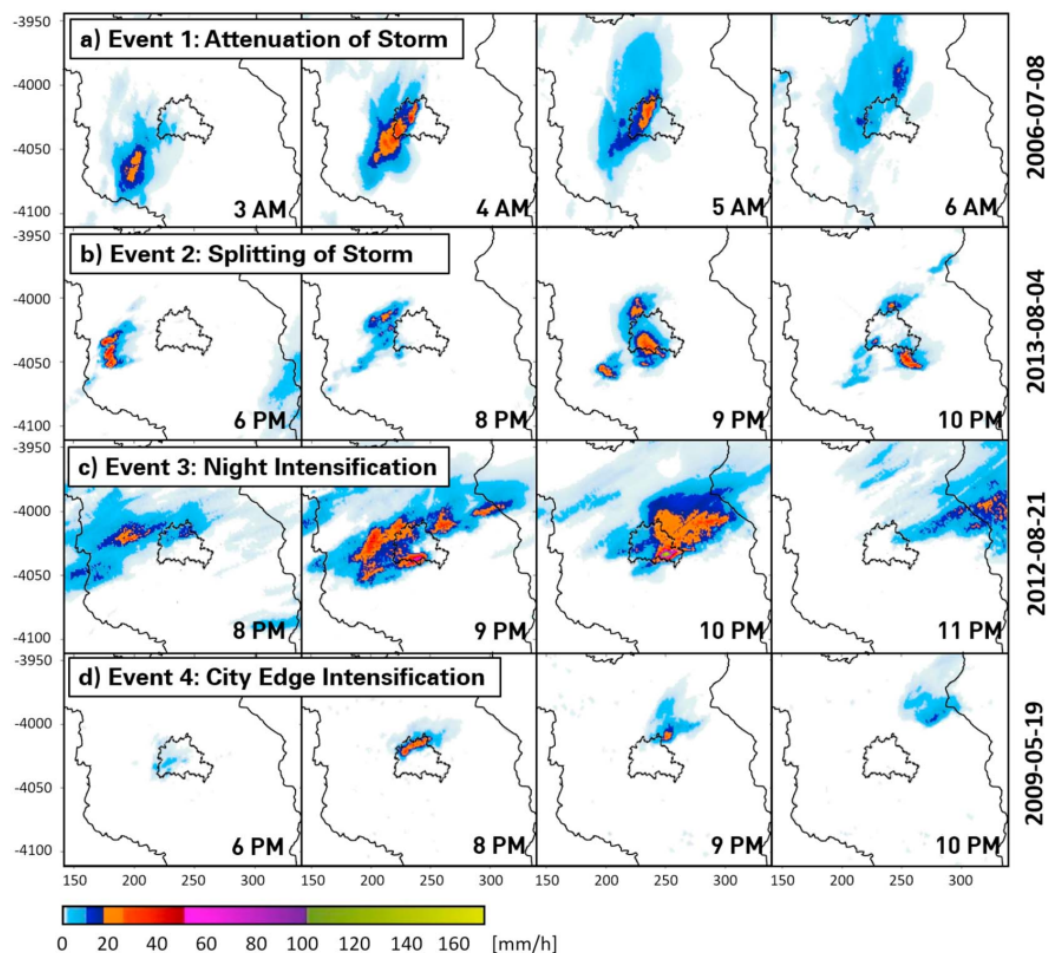


FIGURE 1.7 – Exemple d'événements pour lesquels la ville de Berlin a une influence sur l'évolution des orages. Chaque événement est illustré par 4 images radar de pluie instantanée, espacées d'une heure. Source : Lorenz *et al.* (2019).

Les processus associés aux bifurcations ou aux scissions en deux des cellules sont souvent difficiles à détecter parmi toutes les autres sources d'influences sur les orages, telles que l'orographie, les effets de brises côtières pour les villes près de la côte ou les variations de couverts de surface. Pour tenter de répondre à ces interrogations, Lorenz *et al.* (2019) ont choisi d'étudier la trajectoire des orages sur la ville de Berlin, qui présente de nombreux avantages pour isoler l'effet de la ville des autres processus cités précédemment. La ville est située dans une zone relativement plate, sans influence de la mer ou d'autres villes à proximité et sans forts changements de couverts au niveau du sol. Ces caractéristiques ont

permis l'analyse de 96 événements convectifs sur la capitale allemande à travers 10 années de données de composite de réflectivités radar. Un des résultats principaux de leur analyse est l'atténuation des cellules orageuses en journée au-dessus de la ville. En parallèle, sur les 96 événements étudiés, plus de 65 orages voient leur structure impactée lors de leur approche sur la ville, dont 20 qui ont leur trajectoire modifiée de plus de 10° lorsqu'ils passent au-dessus de la ville. Des exemples d'altération des orages sont présentés sur la [Figure 1.7](#). Ces résultats viennent confirmer la modification de la trajectoire des orages en présence de la ville comme cela est décrit dans Oke *et al.* (2017).

1.4 Processus liés à l'interaction entre la ville et l'atmosphère pouvant impacter la convection

1.4.1 L'îlot de chaleur urbain et la couche limite atmosphérique

Dans les années 70, à l'époque où les modèles numériques n'étaient pas encore suffisamment développés pour étudier finement les processus responsables de la modification de la convection en milieu urbain, les études se sont concentrées sur des variables observables de manière relativement simple à travers les données de mesure disponibles à l'époque. Huff et Changnon (1973) dans leur étude de 6 villes différentes, ont émis plusieurs hypothèses sur les processus impliqués. Ils ont notamment relevé que l'îlot de chaleur urbain semblait renforcer la convection déjà existante et les pluies en cours.

Cette hypothèse a depuis été vérifiée par de nombreux chercheurs qui ont permis de dresser un bilan assez détaillé des causes et des conséquences de l'ICU sur la convection. Comme mentionné dans la section 1.1.2, l'ICU est engendré par la modification du bilan d'énergie de surface en raison de la présence des surfaces urbanisées (Oke *et al.*, 2017). Dans les situations convectives qui s'observent préférentiellement en été dans les moyennes latitudes, ces perturbations du bilan de surface ont été observées dans de nombreuses études cherchant à expliquer les processus en jeu. Shem et Shepherd (2009), Chen *et al.* (2011) ou Bélair *et al.* (2018) constatent tous qu'en journée le flux de chaleur sensible au-dessus du milieu urbain est augmenté et le flux de chaleur latente est diminué. Cela cause, en partie, la formation de l'ICU qui peut être plus ou moins fort en fonction des conditions météorologiques. La nuit, c'est le déstockage de la chaleur qui renforce le phénomène d'ICU. Cette intensité d'îlot de chaleur urbain a été étudiée par Bornstein et Lin (2000) dans différents types de situations météorologiques. Les auteurs montrent qu'en période calme, avec un vent faible en basses couches et un ICU intense de l'ordre de 4 à 5°C des circulations près de la surface se mettent en place et des convergences se forment au-dessus de la ville. Ces convergences permettent ensuite l'initiation de la convection au-dessus et en aval d'Atlanta dans 3 des 5 situations observées dans l'étude. Dou *et al.* (2015) confirment cela dans leur étude sur Beijing. Ils mettent en avant la

nécessité d'avoir un ICU supérieur à 1.25°C en moyenne sur Beijing et des conditions de vent calme pour initier la convection et renforcer les précipitations au-dessus de la zone urbanisée. Au contraire, en période de vent fort avec un ICU inférieur à 1.25°C , les cellules convectives ont plutôt tendance à bifurquer autour de la ville (Bornstein et Lin, 2000 ; Dou *et al.*, 2015).

Ces circulations près de la surface induites par la formation de l'ICU sont également constatées dans l'approche numérique avec un ensemble de simulations sur un cas de convection à Beijing. Zhong et Yang (2015) montrent le renforcement de convergences de vapeur d'eau sur la zone urbanisée sur les simulations avec ville comparées aux simulations sans ville. Cet apport en humidité permet ainsi de renforcer la quantité de précipitations du système convectif déjà formé.

Parallèlement à un renforcement de l'ICU, la modification du bilan de surface avec des valeurs plus élevées du flux de chaleur sensible en ville entraîne souvent une augmentation de la hauteur de la couche limite au-dessus du milieu urbain (Shimadera *et al.*, 2015). En période estivale, durant la journée, cela permet, selon Niyogi *et al.* (2011), d'augmenter la flottabilité et de renforcer les vitesses verticales dans la couche limite atmosphérique au-dessus de la ville. C'est également ce qui est simulé par Shem et Shepherd (2009) avec une augmentation des vitesses verticales en journée sur la simulation avec ville sur Atlanta. Selon les auteurs de ces deux études américaines, le renforcement des vitesses verticales au sein d'une couche limite plus développée permet aux particules d'atteindre plus facilement le LFC et favorise ainsi la convection au-dessus de la zone urbanisée.

Il faut toutefois noter que ces processus ne sont pas nécessairement généralisables à toutes les villes et les caractéristiques locales de chacune d'elle peuvent avoir des conséquences différentes sur la convection (Liu et Niyogi, 2019). Luo *et al.* (2022) montrent par exemple que la présence de la ville dans les simulations réduit l'apport d'humidité en raison d'une diminution de l'évapotranspiration et par conséquent les précipitations accumulées au-dessus de la ville sont réduites. Pour les villes côtières, l'ICU peut également avoir comme conséquence, un renforcement de la turbulence en basses couches et un renforcement de la brise de mer et la stagnation de celle-ci au-dessus de la ville. En période de convection, comme étudiée par Bélair *et al.* (2018) ou Shimadera *et al.* (2015), la persistance de cette brise de mer permet de renforcer la convection et dans certains cas les précipitations accumulées en zone urbaine.

1.4.2 La rugosité de surface

Les villes possèdent chacune une morphologie particulière et une concentration de bâti plus ou moins importante, des hauteurs et des orientations de bâtiments qui varient fortement et des zones de verdure plus ou moins grandes. Ces caractéristiques se traduisent par une rugosité de surface souvent plus importante en ville qu'à la campagne. Celle-ci

implique une modification des flux entre la surface et l'atmosphère et des écoulements de surface (Oke *et al.*, 2017).

Plusieurs études se sont penchées sur la rugosité et ses effets sur les précipitations pour tenter d'évaluer son impact et la quantifier. Thielen *et al.* (2000) au début des années 2000 se sont intéressés à l'effet de l'augmentation de la rugosité sur les précipitations à travers des simulations 2D idéalisées selon une coupe verticale dans la région parisienne. Avec leur test de sensibilité, ils trouvent qu'une augmentation de la rugosité implique une augmentation des cumuls de précipitations en aval de la ville. Par la suite, un cas d'étude simulé en 3D par Rozoff *et al.* (2003) sur la ville de Saint-Louis aux États-Unis a montré que, bien que la rugosité ait une influence sur la convergence de basses couches en amont de la ville, celle-ci n'est pas assez marquée pour générer des vitesses verticales suffisamment fortes et donc déclencher des orages. Cela est en partie expliqué par Thielen *et al.* (2000) pour lesquels, l'influence de la rugosité est plus forte dans un modèle 2D qu'un modèle 3D. En effet, en 3D, l'air peut s'écouler au-dessus ou autour de l'obstacle sans que cela soit possible en 2D. De plus, Thielen *et al.* (2000) notent que l'effet de l'ICU reste le forçage de surface dominant dans la modification des précipitations causée par la ville.

Par la suite, plusieurs études se sont intéressées aux hétérogénéités de surface entre la ville et la campagne environnante. Par exemple, en 2009, Shem et Shepherd (2009) ont réalisé des simulations avec et sans surfaces urbanisées au-dessus de la ville d'Atlanta pour évaluer l'impact de la ville sur l'initiation de la convection. Ils se sont rendu compte qu'en présence de la ville, la rugosité était augmentée et celle-ci générait des convergences de basses couches suffisantes pour engendrer des ascendances. Au contraire, dans les simulations sans ville, ces convergences étaient bien moindres. Cela est en partie expliqué par (Cotton et Pielke, 2007). Selon eux, l'augmentation de la rugosité au-dessus des zones urbanisées induit un ralentissement du flux près de la surface, engendrant ainsi des convergences puis des ascendances au-dessus de la ville. En parallèle, les écoulements de surface peuvent également contourner la ville et converger à nouveau en aval de la ville, générant également des ascendances. Néanmoins, dans les simulations de Shem et Shepherd (2009), ces ascendances n'étaient pas suffisantes selon les auteurs pour initier la convection et leur conclusion attribut l'augmentation des précipitations en aval aux circulations de basses couches induites par l'ICU, décrites dans la section 1.4.1. Carraça et Collier (2007) ont réalisé le même type de test sur la ville de Manchester et ont relevé pour leur part que la convection était cette fois-ci initiée par les discontinuités rural-urbain et par la présence des bâtiments de grande hauteur. Selon eux, des nuages convectifs avaient tendance à se former avec même un déclenchement d'orage en aval de la ville dans un cas de convection en 2004.

Ces différents effets que peut avoir la rugosité de la ville sur les précipitations et le déplacement des cellules convectives ont été nommés l'effet de barrière par Bornstein et

Lin (2000). Ce terme a été repris de nombreuses fois dans des études par la suite (Niyogi *et al.*, 2011 ; Zhong et Yang, 2015 ; Liu et Niyogi, 2019). Oke *et al.* (2017) en donnent un résumé dans leur description du phénomène. Ils considèrent que la rugosité de surface peut ralentir les vents de surface au-dessus de la ville. Cela a pour conséquence d'engendrer des convergences en amont et au-dessus de la ville et donc des ascendances. En aval, des convergences et des divergences apparaissent et peuvent entraîner des ascendances et des subsidences. Néanmoins, l'effet de la rugosité sur les précipitations semble bien moindre que l'effet de l'îlot de chaleur urbain décrit dans la section 1.4.1 (Han *et al.*, 2014 ; Oke *et al.*, 2017).

1.4.3 Modification de la taille et de la concentration des aérosols

En météorologie, la taille et la concentration de l'atmosphère en aérosols jouent un rôle important dans la formation des gouttelettes. En effet, ceux-ci agissent comme des noyaux de condensation solides ou liquides permettant la formation de nuages dans l'atmosphère. En milieu urbain, l'essor de l'activité humaine et de l'industrialisation engendrent de nombreux phénomènes de combustion nécessaires à la production d'énergie. Ces combustions sont à l'origine des émissions d'aérosols anthropiques qui peuvent favoriser la formation de nuages ou absorber une partie du rayonnement solaire (Han *et al.*, 2014).

Déjà en 1973, Huff et Changnon (1973) ont mis en évidence l'effet des aérosols sur l'augmentation des précipitations associée aux orages. Plusieurs études s'appuyant sur les observations se sont intéressées aux effets de la pollution et donc au rejet d'aérosols anthropiques dans l'atmosphère sur les précipitations et les éclairs. Bell *et al.* (2008) et Lacke *et al.* (2009) aux États-Unis ont montré une augmentation du nombre d'éclairs en semaine par rapport au week-end. Lacke *et al.* (2009) expliquent cela par une concentration plus élevée de particules $PM_{2.5}$ en milieu urbain durant la semaine en raison de la forte activité économique et des nombreux déplacements en voiture des habitants pour aller travailler. Néanmoins, les auteurs ne donnent pas plus de détails sur les raisons qui expliquent ces augmentations du nombre d'éclairs en semaine par rapport au week-end. Quelques années auparavant, au-dessus de Sao Paulo, Naccarato *et al.* (2003) avaient également observé une augmentation des éclairs au-dessus de la ville et avaient attribué cela à une augmentation des particules PM_{10} . Bell *et al.* (2008) apportent finalement plus de détails. Selon eux, la pollution atmosphérique d'origine humaine a tendance à freiner la coalescence des gouttelettes de nuages et le processus de précipitations lors du développement de l'orage. Comme les gouttelettes ne précipitent pas, davantage d'eau peut être transportée au-dessus de l'isotherme $0^{\circ}C$ où le gel va libérer plus de chaleur latente, entraînant une intensification des orages avec un nombre important d'hydrométéores de glace. Le même mécanisme est mis en avant par Andreae *et al.* (2004), en lien avec les feux de forêts sur l'Amazonie ou par Carrió et Cotton (2011) sur Houston, États-Unis,

sur un cas d'étude spécifique.

À travers leur revue, Rosenfeld *et al.* (2008a) résument les mécanismes énumérés ci-dessus et apportent des explications plus détaillées. Ils expliquent notamment qu'une forte concentration en aérosols de petites tailles vient ralentir la formation des nuages de convection peu profonde, en accord avec ce qui avait été démontré par Rosenfeld (1999). Selon l'étude de Rosenfeld *et al.* (2008a), les aérosols d'une taille inférieure à $0.1 \mu m$ ont tendance à atténuer les précipitations, car les noyaux de condensation plus petits augmentent le temps nécessaire à la formation de gouttelettes de nuages et la coalescence de celles-ci entre elles. Au contraire, les aérosols ayant des tailles supérieures à $1 \mu m$ favorisent l'augmentation des précipitations, car l'efficacité du phénomène de collision-coalescence est renforcée.

Une approche de modélisation a été choisie par Van den Heever et Cotton (2007) sur un cas de convection. Leurs résultats montrent que pour la simulation avec des noyaux de condensation très grands (supérieurs à $1 \mu m$), la formation de nuages et de pluie se produit plus rapidement au-dessus de la ville que lorsque seuls des aérosols présents en campagne sont prescrits. Selon les auteurs, cela est dû à une augmentation rapide des gouttelettes au-dessus de la ville, entraînant par la suite une intensification rapide des courants ascendants. En parallèle, les simulations montrent également que la présence importante d'eau surfondue, combinée avec les ascendances, entraîne une augmentation du nombre d'éclairs au sein du cumulonimbus.

Néanmoins, plusieurs études qui se sont également intéressées à l'effet des aérosols sur les précipitations, montrent plutôt une atténuation de celles-ci au-dessus du milieu urbain. C'est le cas de Rosenfeld *et al.* (2008b) dans la Sierra Nevada où les précipitations orographiques sont réduites en partie à cause d'une augmentation des aérosols selon les auteurs ou plus globalement sur la Terre, selon Ramanathan *et al.* (2002). Ces études expliquent la réduction des précipitations par l'augmentation de la concentration en aérosols qui peut engendrer une atténuation du rayonnement solaire et donc une stabilisation des basses couches de l'atmosphère.

De nombreuses incertitudes résident encore dans le rôle que peuvent jouer les aérosols urbains sur la convection et les précipitations. Certaines études, comme Ntelekos *et al.* (2008), ont montré que l'augmentation de la concentration en aérosols peut entraîner un renforcement des précipitations. Tandis que d'autres ont plutôt souligné le rôle des aérosols pour stabiliser l'atmosphère et ainsi réduire les quantités de pluie. Les différences de résultats peuvent s'expliquer par la localisation géographique de ces études qui varie pour chacune d'elle, mais d'autres facteurs météorologiques peuvent également être responsables de ces différences telles que la CAPE, l'humidité relative ou le cisaillement de vent sur la verticale de l'atmosphère. Van den Heever et Cotton (2007) concluent notamment qu'en général, l'effet des aérosols anthropiques sur la convection est moins important que l'effet que peut avoir l'îlot de chaleur urbain.

Chapitre 2

Climatologie des orages et effets de l'urbanisation parisienne sur la convection sévère

Sommaire

2.1	Motivations de l'étude	32
2.2	Climatologie des orages sur la région parisienne	34
2.2.1	Indicateurs de convection sévère : réflectivités radar et éclairs	34
2.2.2	Répartition spatiale des orages	37
2.2.3	Répartition temporelle des orages	40
2.3	Analyse climatologique de l'effet de l'urbanisation parisienne sur la convection sévère	43
2.3.1	Sélection du nombre de jours avec orages	43
2.3.2	Comptage des indicateurs par secteurs	47
2.3.3	Intensité de l'îlot de chaleur urbain	49
2.3.4	Impact de l'îlot de chaleur urbain sur les orages	51
2.4	Synthèse	53

2.1 Motivations de l'étude

Comme décrit dans le chapitre 1, les phénomènes convectifs tels que les orages peuvent impacter les grandes agglomérations à travers la planète (Bélair *et al.*, 2018 ; Masson *et al.*, 2020). Ceux-ci présentent un risque important pour les infrastructures et les populations en raison des fortes perturbations de l'atmosphère qu'ils peuvent engendrer (rafales, pluies intenses, ruissellements, grêles, foudres). Ces risques sont notamment décuplés en milieu urbain en raison des fortes concentrations de populations sur des surfaces parfois très restreintes et fortement imperméabilisées. Inversement, de nombreuses études ont montré, qu'en raison de leur empreinte localisée, mais parfois significative sur l'atmosphère, les zones urbanisées peuvent impacter le comportement des orages (Bornstein et Lin, 2000 ; Shem et Shepherd, 2009 ; Liu et Niyogi, 2019).

Afin de mieux comprendre la répartition de ces phénomènes convectifs dans la région parisienne et évaluer l'effet potentiel qu'une grande agglomération comme Paris peut avoir sur la localisation, l'intensité et la trajectoire des orages, une étude climatologique a été réalisée sur l'Île-de-France et les départements limitrophes. Cette étude s'attache à fournir des données pertinentes sur la période de l'année, les heures de la journée et les zones les plus concernées par les orages. Ces données peuvent ensuite être mises à disposition pour les prévisionnistes de la région parisienne afin d'avoir une vision globale des zones les plus touchées.

Cette étude s'emploie également à utiliser les données climatologiques pour évaluer l'effet des zones urbanisées sur le comportement des orages. Celle-ci est en rapport direct avec les recherches menées par le passé sur le sujet. Pour vérifier l'impact des villes sur les orages, plusieurs études ont utilisé les données de foudre (voir section 2.2.1) disponibles depuis le milieu des années 1990 sur différents pays. Orville *et al.* (2001) se sont par exemple intéressés à la densité d'éclairs nuages-sol présents dans la région de Houston aux États-Unis sur une période de 12 ans. Ils ont montré que cette densité était la plus élevée en été et au-dessus de la ville. Les mêmes tendances ont été relevées par Naccarato *et al.* (2003) et Pinto *et al.* (2004) sur le Brésil avec quasiment un doublement de la densité d'éclairs sur São Paulo ou sur Belo Horizonte par rapport à la campagne environnante. Sur Paris, l'étude effectuée par Coquillat *et al.* (2012) à l'aide de 12 années d'éclairs à la résolution horizontale de 5 km montre une augmentation du nombre de jours avec éclairs au-dessus et en aval du vent dominant sur la région parisienne (Figure 2.1, gauche).

Certaines recherches se sont également concentrées sur l'effet de la ville sur les orages en analysant les données de composites de réflectivité radar. Comme mentionné dans le chapitre 1, Niyogi *et al.* (2011) et Lorenz *et al.* (2019) se sont intéressés à plus d'une dizaine d'années de réflectivité radar issues du radar d'Indianapolis, États-Unis et des composites de réflectivités radar sur Berlin, Allemagne, respectivement, pour évaluer l'effet de la ville sur la trajectoire et l'intensification des orages en été. Ils ont montré que plus de

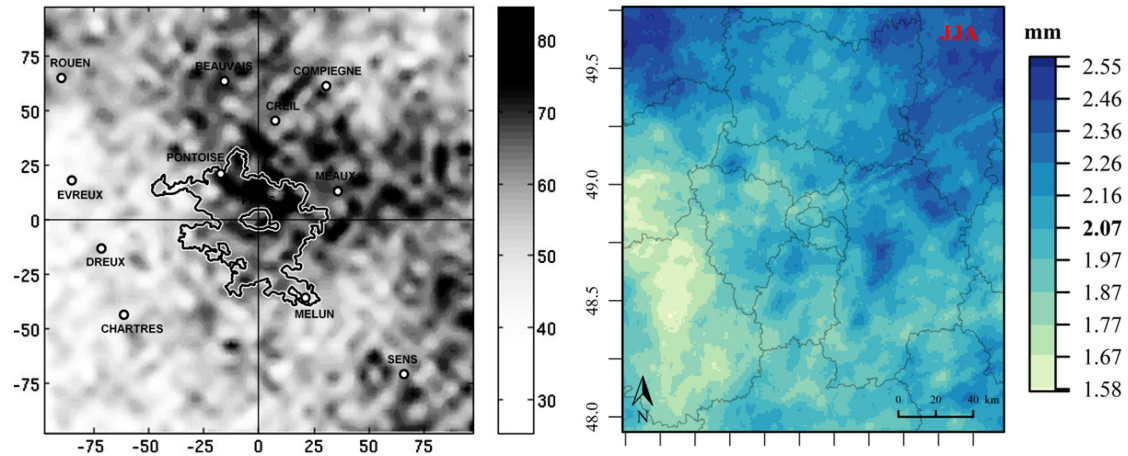


FIGURE 2.1 – À gauche : nombre total de jours avec au moins un éclair par pixel (5×5 km) sur la période mai à septembre entre 1992 et 2003. Les contours noirs représentent Paris et l'unité urbaine parisienne. La figure a été adaptée de Coquillat *et al.* (2012). À droite : taux de précipitation journalier moyen à 1 km de résolution sur la période 1997-2012 pour les trois mois d'été juin-juillet-août. Figure adaptée de Le Roy *et al.* (2020). Les contours représentent les départements français. Paris est au centre du domaine.

60% des orages analysés à travers les seuils de réflectivités supérieures à 40 dBZ environ voyaient leur trajectoire modifiée en passant au-dessus de la ville. Niyogi *et al.* (2011) ont par ailleurs montré qu'une augmentation de la taille des petites et très grosses cellules orageuses avaient lieu en aval de la ville. Manola *et al.* (2020) ont de leur côté mené une étude sur l'effet des grandes villes hollandaises sur les précipitations tout au long de l'année. À l'aide d'estimations de précipitations s'appuyant sur des observations de radars et de pluviomètres sur 10 ans, ils ont montré que les précipitations les plus extrêmes étaient renforcées en été au-dessus de la ville d'Amsterdam. Enfin, Le Roy *et al.* (2020) ont utilisé le jeu de données COMEPHORE qui correspond à des ré-analyses de cumuls de précipitations combinant les réflectivités radar et les pluviomètres français, à la résolution kilométrique (Tabary *et al.*, 2012). Ils ont étudié 16 ans de données journalières sur la région parisienne et ont notamment comparé les précipitations en amont et en aval de Paris, montrant que globalement les précipitations étaient augmentées de 29% en été au nord-est de la région, soit en aval des vents dominants (Figure 2.1, droite).

En s'appuyant sur l'expérience des études passées et dans un souci de fournir des données à une échelle spatiale et temporelle très fine, l'étude présentée dans ce chapitre combine à la fois des observations d'éclairs et des données de composites de réflectivités radar. Celle-ci a été réalisée en partie durant l'encadrement d'une stagiaire de Master 2, Kelly Doeuvre. L'utilisation de plusieurs indicateurs sur une longue période temporelle durant l'été étendu (entre avril et octobre) permet à la fois d'obtenir une climatologie détaillée des orages et d'étudier l'effet de l'urbanisation parisienne sur la trajectoire et l'intensification des phénomènes convectifs. Le chapitre détaille dans un premier temps

les données et la méthodologie employées pour l'étude, puis donne une vision globale de la climatologie obtenue sur les 13 années. Une partie présente ensuite l'analyse de l'effet de la région parisienne et la formation de l'îlot de chaleur urbain sur les orages à travers des indicateurs de convection sévère définis par la suite.

2.2 Climatologie des orages sur la région parisienne

2.2.1 Indicateurs de convection sévère : réflectivités radar et éclairs

Deux indicateurs de convection sévère ont été utilisés pour cette étude. Il s'agit des composites de réflectivités radar supérieures aux seuils 40, 45 et 50 dBZ et des éclairs présentés ci-dessous.

— Composites de réflectivités radar du réseau ARAMIS de Météo-France

L'utilisation du radar en météorologie, dont l'acronyme signifie Radio Detection and Ranging en anglais, s'est rapidement développée durant la seconde moitié du 20^e siècle. En appliquant le principe d'émission-réception, des ondes électromagnétiques via une antenne permettent à ces systèmes de détecter les différents hydrométéores (pluie, neige, grêle, cristaux de glace, etc.) dans l'atmosphère. Ce sont des informations essentielles dans le domaine de la météorologie pour détecter les systèmes précipitant pouvant impacter les infrastructures et les êtres humains. Afin d'être utilisable, l'intensité du signal rétrodiffusé par les hydrométéores et réceptionné par les radars doit être converti en un taux de précipitations. Pour cela, des relations existent entre le facteur de réflectivité radar et le taux de précipitations. La loi proposée par Marshall et Palmer (1948) permet de lier la réflectivité avec le taux de précipitations aux moyennes latitudes :

$$Z = 200R^{1.6} \tag{2.1}$$

Sur la France métropolitaine, les radars météorologiques ont été implantés par Météo-France depuis la fin des années 1990 (Figueras i Ventura et Tabary, 2013), permettant une couverture spatiale des taux de précipitations sur l'ensemble de l'hexagone en quasi-temps réel. En 2023, le réseau ARAMIS comporte 32 radars (Figure 2.2) qui échantillonnent l'atmosphère toutes les 5 min. Plusieurs types de radar sont utilisés afin d'adapter la détection des hydrométéores à l'intensité des précipitations qui dominent dans la région. Ceux-ci peuvent fonctionner soit en bande S (longueurs d'ondes autour de 10 cm), en bande C (longueurs d'ondes d'environ 5 cm) ou en bande X (longueurs d'ondes d'environ 3 cm). À partir de ces 32 radars, une composite de réflectivité radar (ou mosaïque) est obtenue en prenant pour chaque radar les réflectivités mesurées à l'angle d'élévation le plus bas. Pour chaque pixel de la mosaïque, la valeur maximale de réflectivité parmi les

mesures des radars situés à moins de 180 km est retenue. Ces données sont disponibles sur l'ensemble de la France métropolitaine à la résolution horizontale de 1 km environ toutes les 5 minutes. Les valeurs de réflectivités disponibles s'échelonnent de 8 à 70 dBZ pour la période avant 2018 et de -9 à 70 dBZ par pas de 0.5 dBZ après 2018. De nombreuses erreurs de mesures et sources d'incertitudes ont été relevées concernant les données de réflectivités. Pour les atténuer, de multiples corrections et algorithmes sont appliqués et sont détaillés dans l'article de Figueras i Ventura et Tabary (2013).

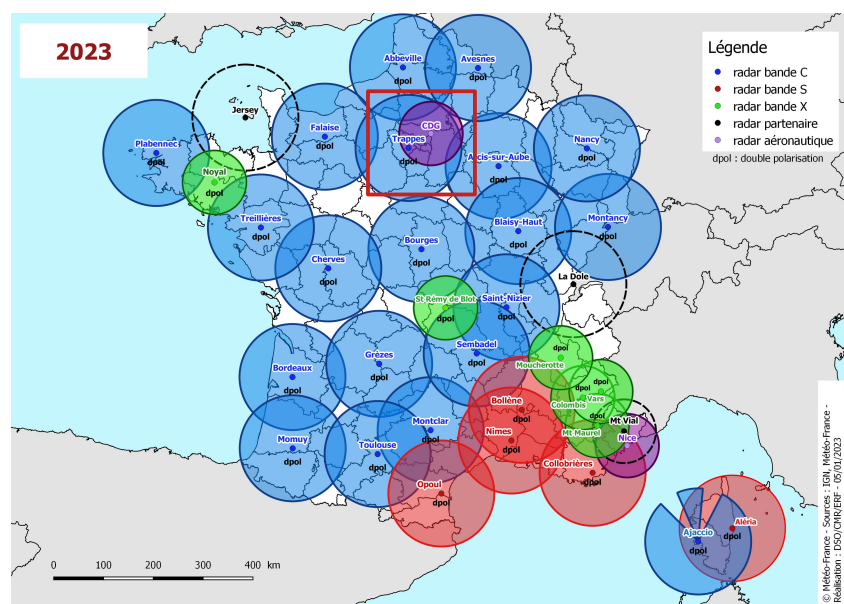


FIGURE 2.2 – Réseau radar de Météo-France en 2023. Le rectangle rouge centré sur Paris indique la zone retenue pour l'étude.

L'étude présentée dans ce chapitre s'est appuyée sur les données de la mosaïque radar allant du mois d'avril 2010 au mois d'octobre 2022 au pas de temps de 15 min. La période la plus propice à la formation des orages concernant en grande majorité les mois d'été, le choix a été fait de ne sélectionner que les données entre les mois d'avril et octobre. En s'appuyant sur les seuils définis par Niyogi *et al.* (2011) et Lorenz *et al.* (2019), soit 40 et 42 dBZ respectivement et en utilisant les valeurs typiques de réflectivité radar relevées par Fabry (2015), trois différents seuils de réflectivités ont été retenus pour l'analyse de l'étude : 40, 45 et 50 dBZ. Ces valeurs sont considérées comme représentatives des précipitations provenant d'une averse convective, d'un orage, voire pour les réflectivités les plus élevées, de la grêle. Afin de visualiser la climatologie sur un domaine suffisamment grand pour contenir l'ensemble de la région parisienne et en se référant aux études de Coquillat *et al.*, 2012 et Le Roy *et al.* (2020), les données ont été analysées dans un carré de 200 × 200 km centré sur le centre-ville de Paris (rectangle rouge sur la Figure 2.2).

— Données d'éclairs du réseau Météorage

Les cumulonimbus, associés aux nuages d'orages, sont des systèmes convectifs pré-

cipitant présentant une activité électrique. Celle-ci est causée par plusieurs processus responsables de l'électrification des nuages. Il s'agit principalement du processus dit non inductif, ne nécessitant pas l'existence préalable d'un champ électrique dans le nuage. Il est caractérisé par les collisions entre cristaux de glace (hydrométéore solide non précipitant) et graupel (hydrométéore solide précipitant) et entraîne une différence de potentiel entre deux zones de charges opposées (Reynolds *et al.*, 1957). D'autres processus peuvent également contribuer à la séparation des charges, ils sont décrits dans Saunders (2008). En raison de la répartition des charges qui prend forme dans le nuage, une différence de potentiel électrique se crée entre des zones de charges opposées. Afin de rétablir la neutralité au sein du nuage, un transfert de charge entre deux zones de polarités différentes se met en place, ce phénomène génère l'éclair.

Afin de détecter ces éclairs, la société Météorage a été fondée au début des années 1990 avec comme objectif d'installer et maintenir un réseau dense de capteurs de foudre en France. Le réseau de Météorage s'appuie sur la détection du signal électromagnétique émis par les éclairs et réceptionné par des capteurs de type IMPACT et traité par différents algorithmes permettant de localiser et de quantifier l'intensité des éclairs (Cummins *et al.*, 1998). Actuellement, le réseau de capteurs permet de détecter avec une précision spatiale d'environ 100 m 97% des éclairs sur la métropole française (Schulz *et al.*, 2016). Le réseau couvre l'ensemble du territoire français et est complété par des capteurs dans les pays limitrophes (Figure 2.3). Les données collectées permettent depuis les années 2010 de distinguer différents types d'éclairs :

- Les éclairs intra-nuages qui sont les plus nombreux et qui ont lieu entre deux nuages ou au sein d'un même nuage. Ces éclairs n'atteignent pas le sol et apparaissent dès la phase de développement de la cellule orageuse.
- Les éclairs nuages-sol, communément appelés foudre, représentent environ 30 % des éclairs et sont à l'origine des dégâts au sol. Ils apparaissent plutôt lors de la phase mature de la cellule. Parmi ces éclairs nuages-sol, les uns sont des « éclairs négatifs », lorsque la zone nuageuse dont ils sont issus est chargée négativement, tandis que les autres sont des « éclairs positifs ». Les éclairs positifs sont plus rares que les négatifs et ont tendance à devenir plus nombreux à la fin de la vie de la cellule. Ils sont également plus destructeurs que les négatifs.

Dans le cadre de cette étude, afin de capturer la phase de développement de la cellule orageuse, potentiellement initiée par les zones urbanisées (Bornstein et Lin, 2000 ; Shem et Shepherd, 2009), les éclairs intra-nuages, ainsi que les éclairs nuages-sol, ont été collectés et analysés. On les appelle par la suite des flashes. Les données de flashes ont été analysées dans le même domaine que les réflectivités radar, sur la période 2010-2022, entre les mois d'avril et octobre. Pour homogénéiser le traitement des données, les flashes disponibles à la localisation exacte (à 100 m près) sont projetés sur la grille des réflectivités radar à 1 km

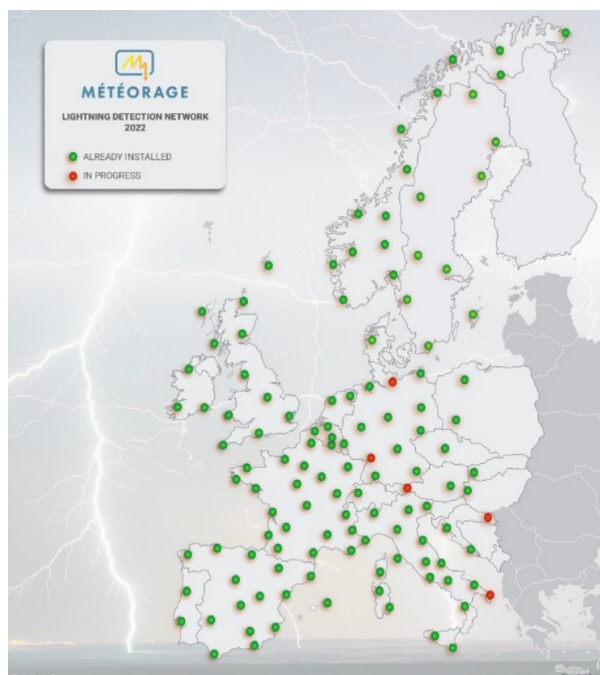


FIGURE 2.3 – Réseau de capteurs de foudre de Météorage en 2022.

de résolution en prenant le point le plus proche. De plus, les flashes étant détectés à l'heure exacte d'occurrence, ils sont retraités afin d'obtenir une information sur le cumul d'éclairs en chaque point de la grille à 1 km de résolution toutes les 15 min afin d'analyser les données de flashes au même instant que les données de réflectivités collectées sur 15 min. À titre d'exemple, tous les flashes détectés en 1 point entre 15h et 15h15 UTC sont affectés à l'échéance 15h15 UTC et ainsi de suite par tranche de 15 min. Cela permet d'étudier au mieux les phénomènes convectifs avec l'indicateur éclair et l'indicateur réflectivité radar en parallèle avec des données homogénéisées spatialement et temporellement.

2.2.2 Répartition spatiale des orages

Pour l'ensemble du domaine, sur les 13 années étudiées entre avril et octobre, 10 366 906 dépassements du seuil 40 dBZ ont été comptabilisés, 3 398 469 pour le seuil 45 dBZ et 1 079 620 pour le seuil 50 dBZ. Le nombre de flashes sur le domaine se situe lui entre les seuils 45 et 50 dBZ avec 1 796 815 détections sur la période. Pour visualiser ces résultats spatialement, la Figure 2.4 rassemble le nombre total de dépassements sur 13 ans, entre avril et octobre, des trois seuils de réflectivité et le nombre de flashes en chaque point du domaine. Étant donné le caractère restrictif plus ou moins élevé en fonction du seuil de réflectivité, l'échelle des valeurs selon l'indicateur retenu. On compte quasiment 10 fois plus de dépassements du seuil 40 dBZ que du seuil 50 dBZ, avec 150 à 400 dépassements par pixel (1 km × 1 km) pour le seuil 40 contre 10 à 70 dépassements par pixel environ pour le seuil 50 dBZ. Pour les flashes, l'échelle varie d'environ 0 flash en 13 ans à plus de 120 flashes par pixel dans certaines zones du domaine, notamment au sud-est du Val-de-Marne ou

dans le nord du domaine étudié.

Concernant les trois seuils de réflectivité, on observe des régions avec des valeurs plus faibles ou plus élevées organisées en lignes droites qui convergent vers le radar situé à Trappes (voir le radar de Trappes sur la Figure 2.2). Ces zones correspondent à des artefacts de mesure en grande partie liés à l'interaction du signal radar avec son environnement immédiat (bâtiments) qui masque partiellement le faisceau et peut entraîner une diminution des valeurs de réflectivité derrière ces obstacles (Figueras i Ventura et Tabary, 2013). Les artefacts de mesure se traduisent de manière d'autant plus forte sur les cartes que le seuil de réflectivité est faible. Pour le seuil de 50 dBZ, ceux-ci sont pratiquement supprimés et les résultats sont moins bruités et plus facilement interprétables que pour les seuils inférieurs.

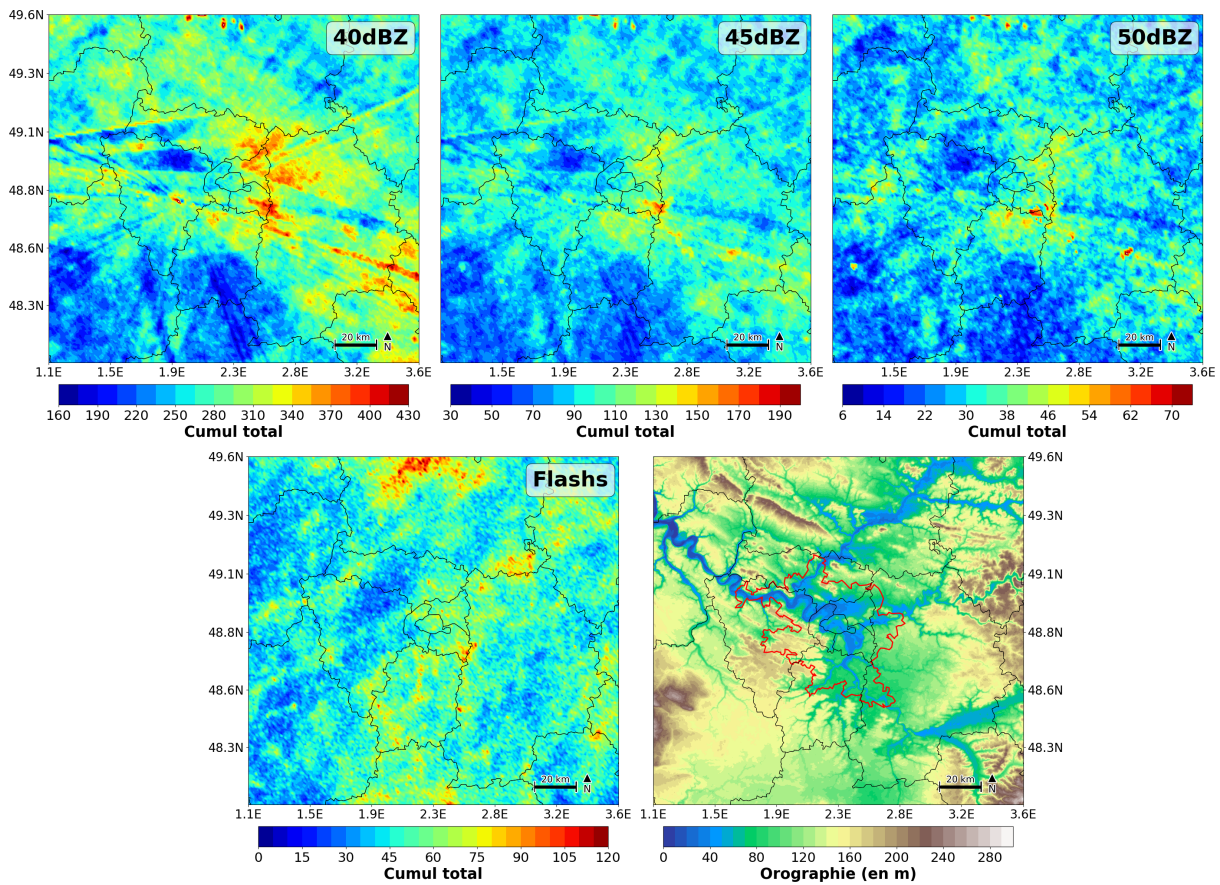


FIGURE 2.4 – Nombre total de dépassements des seuils 40, 45 et 50 dBZ et de flashes par pixel ($1 \text{ km} \times 1 \text{ km}$) sur la période 2010-2022 entre avril et octobre. L'orographie issue de la base de données Ecoclimap I et l'unité urbaine parisienne (contours rouges) sont représentées sur la figure en bas à droite (Masson *et al.*, 2003).

Bien que fortement bruitée, la carte du nombre de dépassements du seuil 40 dBZ permet d'évaluer globalement les zones les plus concernées par des fortes réflectivités. Environ 150 dépassements par pixel sont relevés au sud de Paris alors que les dépassements sont beaucoup plus nombreux au nord-est de la capitale et au sud-est avec jusqu'à plus de 400 par pixel. Certaines zones à l'ouest de la capitale semblent particulièrement bruitées et

il est difficile d'estimer correctement le nombre de dépassements. Pour compléter cela, les deux autres seuils de réflectivités, plus restrictif, semblent indiquer que la zone à l'ouest de Paris a été moins touchée par les événements précipitant intenses, entre 40 et 100 dépassements par pixel pour le seuil 45 dBZ et 0 à 40 dépassements du seuil 50 dBZ. Les zones les plus touchées sont concentrées autour de la partie est de la capitale avec un pic de dépassements au nord-est de Paris et au sud-est pour les deux seuils les plus restrictifs. On note notamment, localement, des valeurs beaucoup plus élevées que le reste du domaine, sur le Val-de-Marne, par exemple, avec jusqu'à 70 dépassements par pixel du seuil 50 dBZ.

Pour les flashes, les structures sur les 13 années sont différentes des zones de fortes réflectivités sur le domaine avec uniquement l'ouest de Paris qui semble moins touché par l'activité électrique avec une vingtaine de flashes par pixel sur l'ensemble de la période d'étude. Pour le reste du domaine, aucune zone n'est privilégiée pour l'occurrence des flashes, hormis le département de l'Oise pour lequel des pics à plus de 100 flashes par pixel sont observés, signe d'une activité électrique bien plus importante. On remarque également plusieurs zones très locales où un pic de densité de flashes est relevé, au sud-est du Val-de-Marne ou à la frontière entre les départements de la Seine-et-Marne et de l'Oise. Ces zones d'activité électrique importante qui ressortent sur le domaine et qui apparaissent également pour les réflectivités élevées sont certainement le résultat d'événements particulièrement précipitant ou fortement électriques qui augmentent la densité de flashes ou de fortes réflectivités dans un secteur localisé. Gauthier *et al.* (2005) et Coquillat *et al.* (2012) ont également relevé des zones similaires et ont proposé une méthode pour les filtrer afin d'éviter que ces événements ne puissent noyer des signaux de plus grandes échelles. Cette méthode est présentée dans la section 2.3.1.

Une des hypothèses principales pouvant expliquer en partie la répartition des éclairs et des fortes réflectivités sur le domaine concerne l'orographie de la région et le rôle de catalyseur que peut jouer celle-ci sur la convection et l'activité orageuse (chapitre 1). La zone d'étude est caractérisée par des différences relativement faibles de dénivelés, mais certains sommets relatifs sont présents sur le domaine, avec parfois plusieurs centaines de mètres de différences en quelques kilomètres (Figure 2.4, en bas à droite). Les résultats obtenus pour chaque indicateur sont donc comparés avec l'orographie de la région parisienne. On voit notamment que les plus hauts reliefs concernent le sud-ouest de l'Oise (jusqu'à 300 m d'altitude) et le département des Yvelines (jusqu'à 250 m de haut). Ces deux zones ne semblent pas concernées par une densité importante de flashes ou de fortes réflectivités, même si on remarque un nombre plus élevé de flashes sur le sud des Yvelines. Un autre sommet relatif se trouve sur la frontière entre le département de l'Oise et de la Seine-et-Marne, zone particulièrement concernée par une forte activité électrique sur la période. Néanmoins, globalement sur le domaine, les zones les plus élevées ne correspondent pas aux pics de cumuls d'éclairs ou de fortes réflectivités durant la période d'étude. Il ne

semble donc pas que le relief ait un effet notable sur l'activité orageuse dans la zone.

2.2.3 Répartition temporelle des orages

Afin de visualiser la variabilité entre chaque année en termes de convection sévère sur la région parisienne, le nombre de flashes et de dépassements des seuils 40, 45 et 50 dBZ par pixel cumulé par année a été calculé entre avril et octobre. Les résultats sont rassemblés sur la [Figure 2.5](#).

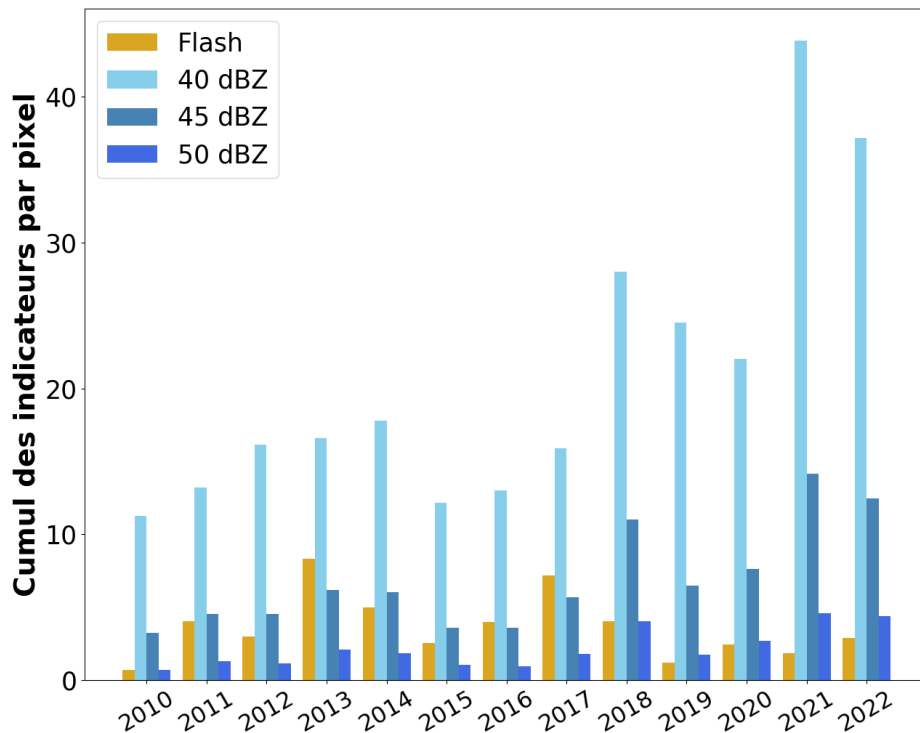


FIGURE 2.5 – Nombre de flashes et de dépassements des seuils 40, 45 et 50 dBZ par pixel, cumulé pour chaque année de 2010 à 2022, en intégrant uniquement les mois d'avril à octobre.

On voit une grande variabilité entre les années en termes de flashes avec à peine 1 flash par pixel en 2010 contre presque 9 en 2013. La même variabilité apparaît pour les dépassements des différents seuils de réflectivités. Il est nécessaire de mentionner qu'en 2018, des changements d'algorithmes ont été effectués dans le traitement des réflectivités radar (ajout d'une correction de l'atténuation du faisceau radar par les gaz) et ont entraîné une augmentation des valeurs de réflectivités détectées. Selon des estimations du Centre de Météorologie Radar de Météo-France, cette modification a entraîné une augmentation des valeurs restituées variant avec la distance au radar, et atteignant en moyenne 2.5 à 4 dBZ à 250 km du radar. On observe cela de manière très claire à partir de l'année 2018 où le nombre de dépassements des seuils de réflectivités augmente fortement sur la zone.

Avant 2018, il apparaîait que le nombre total de dépassements du seuil de réflectivité 45 dBZ par pixel était le plus proche du nombre de flashes, après 2018 il s'agit plutôt du seuil de 50 dBZ. Ces modifications sont bien visibles, mais elles sont généralisées à l'ensemble du domaine, elles ne sont donc pas impactantes pour la comparaison de l'occurrence des orages dans différentes zones (ville, amont, aval) menées dans la section 2.3.

L'étude s'est ensuite concentrée sur la distinction par mois de l'activité orageuse sur la région parisienne. Les indicateurs ont été cumulés sur l'ensemble des 13 années pour chacun des mois étudiés et ont été divisés par le nombre de pixels dans le domaine (Figure 2.6).

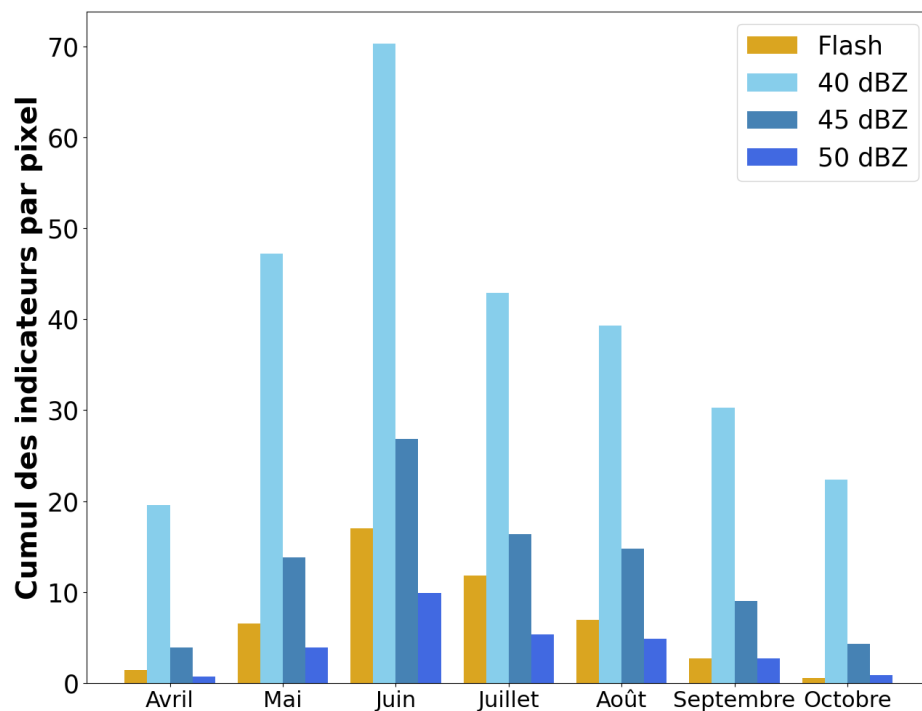


FIGURE 2.6 – Nombre de flashes et de dépassements des seuils 40, 45 et 50 dBZ cumulé par mois pour l'ensemble des 13 années et divisé par le nombre total de pixels du domaine.

On observe une augmentation graduelle de l'ensemble des indicateurs d'avril à juin où les réflectivités supérieures à 40 dBZ passent de 20 dépassements par pixel en avril à plus de 70 par pixel en juin. Cette augmentation entre avril et juin correspond au réchauffement progressif des basses couches avec l'augmentation du rayonnement solaire sur la période. Les conditions nécessaires au déclenchement de la convection citées dans le chapitre 1 sont réunies à leur apogée en juin avec des basses couches souvent chaudes et humides et des forçages de grandes échelles encore bien présents à cette période de l'année. Par la suite, une diminution du cumul de chacun des indicateurs est observée entre juillet et

octobre. Bien que les températures soient plus élevées en juillet et en août, en moyenne 21°C à la station Montsouris en août contre 18.8°C en juin (normales 1991-2020), l'activité orageuse commence déjà à faiblir durant ces mois dans la région parisienne. Cela s'explique en grande partie par la diminution de l'humidité présente en basses couches en plein été en raison de périodes anticycloniques sèches, entraînant une baisse de l'humidité, nécessaire à la convection. Le mois de juin est donc le plus à risque pour les orages avec un pic du nombre d'éclairs et de dépassements des seuils de réflectivités cumulés sur 13 années atteignant presque 20 flashes par pixel et plus de 10 dépassements du seuil 50 dBZ par pixel.

L'étude a ensuite été affinée pour étudier le cycle diurne de la convection sévère. Pour cela, le nombre total des indicateurs a été cumulé pour chaque tranche bi-horaire sur l'ensemble des 13 années et a été divisé par le nombre de pixels sur l'ensemble du domaine ([Figure 2.7a](#)). Une forte augmentation des indicateurs a lieu durant l'après-midi, avec un pic autour de 16-18 UTC, on cumule sur l'ensemble des 13 années plus de 10 flashes par pixel dans cette tranche horaire, contre seulement 1 entre 6 et 10 UTC. Cette évolution montre qu'en région parisienne, comme pour les régions des moyennes latitudes en général, le cycle diurne est important durant la période estivale. Un réchauffement des basses couches est induit par l'augmentation du rayonnement solaire et l'instabilité atmosphérique est renforcée durant cette période. Cela se voit pour les quatre indicateurs étudiés avec une augmentation forte de l'activité orageuse entre la fin de matinée et la fin d'après-midi avant une baisse plus lente dans le courant de la soirée et la nuit.

L'approche par tranche bi-horaire, sur l'ensemble de la période, ne permet néanmoins pas de visualiser les variabilités qu'il peut y avoir entre les mois de l'année en termes d'évolution horaires de l'activité orageuse. Pour palier cela, le total de chacun des indicateurs par pixel a été séparé par tranche bi-horaire et par mois. Tous les résultats ne sont pas montrés par la suite, et seuls les mois de juin et juillet, mois les plus à risque en termes de convection sévère, ont été retenus et sont présentés sur les [Figures 2.7b,c](#). Les tranches horaires entre 20 UTC et 10 UTC sont présentées, car durant la journée, le cycle diurne est le même entre les deux mois, bien que le cumul des indicateurs par pixel soit plus élevé pour le mois de juin que pour le mois de juillet. L'évolution temporelle durant la nuit fait ressortir une caractéristique particulière, notamment pour le mois de juillet, avec un léger pic d'activité orageuse qui concerne la région parisienne entre 4 et 6 UTC durant le mois de juillet. On passe de 0.5 flash par pixel entre 00-02 UTC à plus de 1.2 flash entre 04-06 UTC avant une nouvelle baisse jusqu'à 0.3 flash par pixel vers 08-10 UTC. La même tendance est observée pour les seuils de réflectivités, signe qu'un regain d'activité orageuse peut survenir en milieu de nuit en juillet. Cette évolution est bien plus faible pour le mois de juin durant la même période nocturne et ne s'observe pas du tout durant les autres mois étudiés (non montrée ici). Bien que sans réelles conséquences pour les épreuves des Jeux Olympiques de juillet et août 2024 à Paris, ces observations permettent

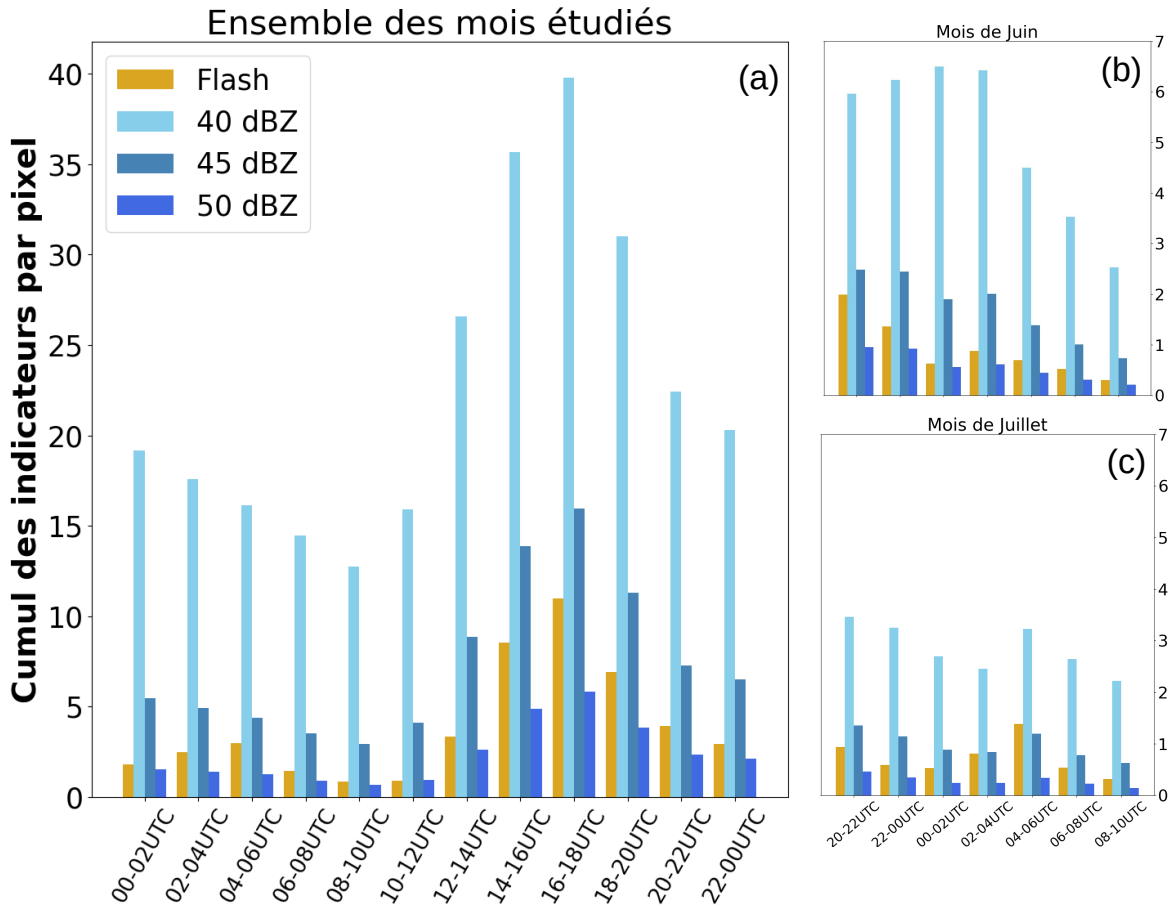


FIGURE 2.7 – (a) Densité de flashes et de dépassements des seuils 40, 45 et 50 dBZ par pixel par tranche bi-horaire sur l’ensemble des 13 années. (b) Comptage des indicateurs pour le mois de juin (entre 20 UTC et 10 UTC). (c) Idem pour le mois de juillet.

d’informer les services de prévisions météorologiques concernés face à un regain potentiel d’activité orageuse en milieu de nuit sur la région parisienne, notamment pour le mois de juillet, mois du début des Jeux Olympiques de Paris.

2.3 Analyse climatologique de l’effet de l’urbanisation parisienne sur la convection sévère

2.3.1 Sélection du nombre de jours avec orages

Les résultats présentés précédemment permettent d’avoir une idée globale de la répartition temporelle et spatiale des orages sur la région parisienne. Néanmoins, lorsqu’il s’agit d’étudier plus en détails l’effet d’une surface spécifique sur la convection, le signal peut être difficile à interpréter en raison de la présence d’événements extrêmes, fortement précipitant ou fortement électriques. Comme l’ont relevé Coquillat *et al.* (2012), les événements extrêmes peuvent noyer le signal en générant de nombreux impacts de foudre sur une même zone. Pour traiter cela, Gauthier *et al.* (2005) et Coquillat *et al.* (2012)

ont proposé une méthode qui consiste à filtrer les grands événements. Pour cela, ils ont calculé la distribution cumulative du nombre de flashes par jour en chaque point du domaine sur l'ensemble de leur période d'étude et ils ont choisi de supprimer de leur base de données, tous les événements pour lesquels le cumul de flashes sur la journée dépasse le 3^e quartile (Q3) de la distribution cumulative. Dans le cas de Coquillat *et al.* (2012) tous les événements avec plus de 3 flashes par point du domaine par jour sont ainsi retirés de l'échantillon. Pour l'étude de Gauthier *et al.* (2005), qui concerne les États-Unis, le seuil de 6 flashes par jour et par pixel est retenu. Dans le cadre des travaux sur Paris, la méthode de classification des grands événements a été inspirée des études précédentes, tout en conservant l'ensemble des situations convectives sur la région. Afin de sélectionner le seuil à partir duquel considérer un grand événement sur une journée, la distribution cumulative du nombre de flashes et du nombre de dépassements des trois seuils de réflectivités par jour et par pixel a été calculée sur l'ensemble du domaine (conditionnée à la présence d'un éclair ou d'un dépassement d'un des trois seuils). Les résultats sont rassemblés sur la Figure 2.8.

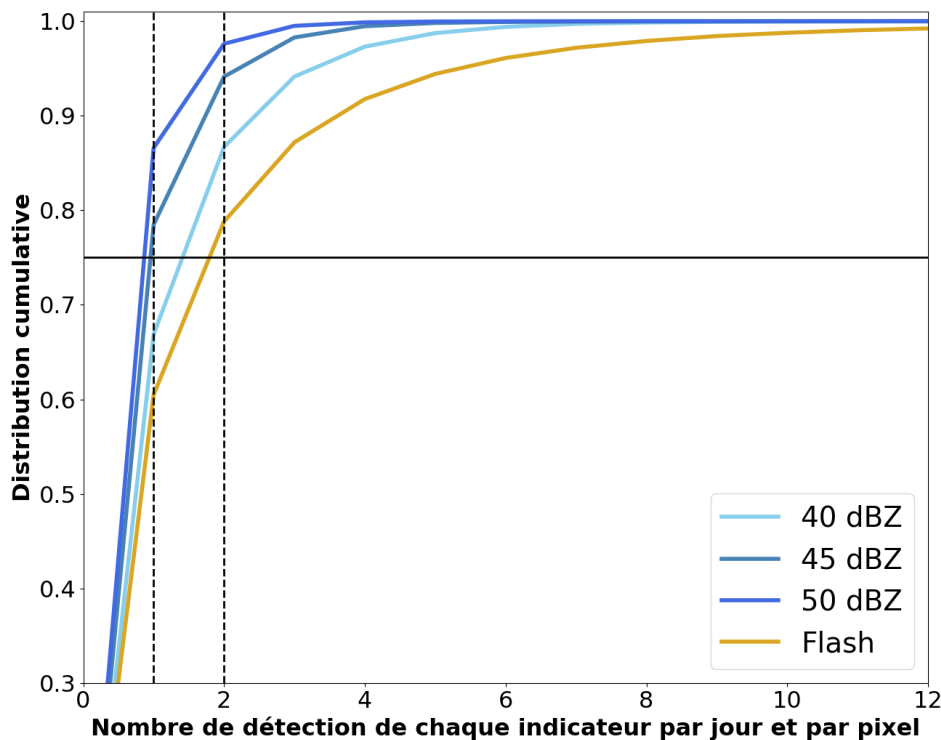


FIGURE 2.8 – Fonction de distribution cumulative du nombre de flashes et de dépassements des seuils 40, 45 et 50 dBZ par jour et par pixel de 1 km \times km. Les lignes verticales en pointillés représentent les seuils de 1 et 2 dépassements ou flashes par jour et par pixel. La ligne horizontale en trait plein caractérise le 3^{ème} quartile Q3.

On peut voir sur la figure, que la distribution varie légèrement entre les flashes et les

seuils de réflectivité. On obtient un 3^{ème} quartile, Q3 (niveau où la distribution cumulative dépasse 0.75) d'environ 2 pour les flashes, 1.5 pour le seuil de 40 dBZ et seulement 1 pour 45 et 50 dBZ. Cela signifie que les trois quarts des événements ont moins de 2 éclairs par pixel par jour et moins de 1 dépassement de seuil par pixel par jour pour les réflectivités supérieures à 45 et 50 dBZ. Les seuils sont donc plus faibles que pour les études similaires sur le sujet. Cela s'explique en grande partie par la résolution horizontale des données qui est de 5 km pour Gauthier *et al.* (2005) et Coquillat *et al.* (2012) alors que celle-ci est de seulement 1 km dans l'étude actuelle sur Paris. Il est donc normal de comptabiliser moins de flashes ou de dépassements de seuils pour chaque point du domaine par jour. Afin de garder un seuil de sélection identique pour l'ensemble des indicateurs utilisés, et dans un souci de simplification, le choix a été fait de ne comptabiliser qu'un flash ou dépassement de chacun des seuils de réflectivité par pixel et par jour. L'approche permet donc d'atténuer le poids des grands événements tout en les conservant. Il s'agit donc maintenant de raisonner en termes de pixel du domaine où 1 ou plusieurs flashes ont été relevés pour un jour donné ou en termes de pixel où le dépassement des seuils 40, 45 ou 50 dBZ a été observé une ou plusieurs fois pour une journée donnée.

Pour visualiser les résultats de cette nouvelle approche, le nombre de jours pour lesquels au moins un flash ou un dépassement de chacun des seuils a été détecté sur la zone a été comptabilisé en chaque pixel du domaine (Figure 2.9). Par rapport à la Figure 2.4, on observe premièrement que les zones plus ou moins touchées sont assez similaires, même si les contrastes sont moins importants sur le nombre de jours pour chaque indicateur. Une différence importante qu'apporte la nouvelle approche est la suppression des zones avec de nombreux flashes ou dépassements de seuils très localement. Les artefacts du radar semblent légèrement moins visibles avec la nouvelle méthode. On voit également ressortir des zones avec un nombre élevé de jours avec convection sévère, notamment au-dessus, au sud et au nord-est de la capitale. Moins claire pour le seuil de 40 dBZ, cette augmentation dans les zones citées devient bien visible pour les seuils de 45 et 50 dBZ avec plus de 40 jours avec dépassement du seuil de 50 dBZ au nord-est de Paris contre seulement une vingtaine à l'ouest de la capitale. Le nombre de jours avec flashes fait également ressortir la même tendance avec une augmentation du nombre de jours à l'est et au nord-est de Paris, avec jusqu'à 40 jours, contre une trentaine au sud-ouest de la capitale et moins d'une vingtaine à l'ouest. Le même ordre de grandeur de jours avec dépassement du seuil 50 dBZ est relevé que le nombre de jours avec flashes sur la région parisienne. Un plus grand nombre de jours avec convection sévère est donc constaté à l'est et au nord-est de la capitale par rapport à l'ouest et au sud-ouest. Ces résultats concordent en grande partie avec les résultats obtenus par Coquillat *et al.* (2012), qui ont observé une augmentation du nombre de jours avec des éclairs au-dessus et au nord-est de la capitale. Ces résultats sont également similaires à ceux de Le Roy *et al.* (2020) qui relèvent une augmentation des cumuls journaliers de pluie au nord-est de la capitale en saison estivale.

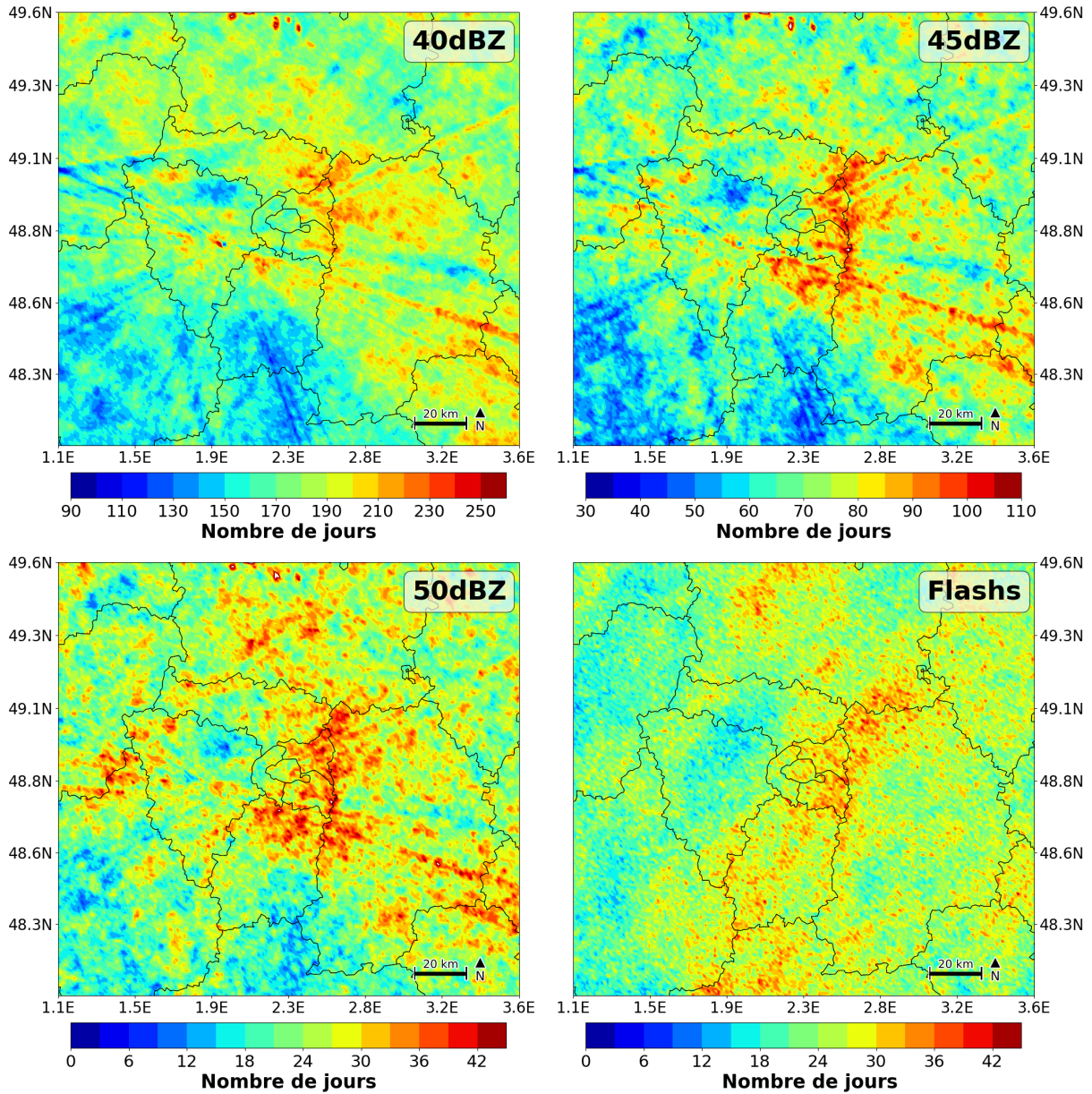


FIGURE 2.9 – Nombre de jours avec flashes et dépassements des seuils 40, 45 et 50 dBZ sur la période 2010-2022 entre avril et octobre.

Ce renforcement de la convection sévère à l’est et au nord-est de la capitale pourrait avoir plusieurs origines, telles que le relief ou la présence des surfaces urbanisées parisiennes. Mais il a été montré dans la section 2.2.2 que les zones les plus affectées par la convection ne sont pas celles où le relief est le plus élevé dans le cas de la région parisienne. Afin d’examiner s’il existe une influence de l’urbanisation parisienne sur les orages, une méthodologie s’appuyant sur les vents dominants pour chaque situation orageuse et la détection des orages dans plusieurs secteurs au-dessus et autour de la ville est mise en œuvre et détaillée par la suite.

2.3.2 Comptage des indicateurs par secteurs

Pour l'analyse de l'effet de l'environnement urbain sur la convection sévère, il est nécessaire de définir différents secteurs géographiques dont l'orientation va dépendre du vent dominant en altitude dans la région parisienne. En effet, les orages se déplacent selon la direction du vent en moyenne troposphère et pour évaluer l'effet de la ville sur ceux-ci, il faut pouvoir suivre leur déplacement ou au moins estimer les secteurs au-dessus desquels ils passent. Afin de quantifier l'effet de la ville sur les orages, Coquillat *et al.* (2012) ont calculé la direction du vent moyen à 500 hPa durant les jours d'orages sur le domaine d'étude et ont fixé 5 cercles en amont, au-dessus et en aval de la région parisienne pour comptabiliser le nombre d'éclairs dans chaque secteur. Le Roy *et al.* (2020) ont pour leur part utilisé un secteur amont (avant Paris selon le vent dominant) et un secteur aval. L'orientation de ces secteurs varie chaque jour et dépend de la direction du vent moyen à 10 m sur plusieurs stations météorologiques dans la région parisienne. Enfin, pour estimer l'effet de la région parisienne sur les précipitations, Le Roy *et al.* (2020) ont comparé le secteur amont, considéré comme le secteur de référence, avec le secteur aval.

Les deux approches citées précédemment ont inspiré la méthodologie utilisée dans cette étude. Trois secteurs ont été définis : un secteur ville, avec un cercle de 20 km de rayon centré sur Paris et couvrant la quasi-totalité de la zone urbanisée parisienne, un secteur amont, situé avant la ville selon le vent dominant, et un secteur aval, situé après la ville. Ces deux derniers secteurs sont circulaires avec une ouverture 30° et situés entre 20 et 60 km du centre-ville de Paris. Leur taille a été choisie suffisamment grande pour capter les effets de la ville qui peuvent parfois s'observer jusqu'à plusieurs dizaines de kilomètres autour du centre urbain (Liu et Niyogi, 2019). Afin d'optimiser l'orientation des secteurs amont et aval toutes les heures, le vent moyen à 700 hPa issu des données ERA-5 à 30 km de résolution horizontale environ a été utilisé (Hersbach *et al.*, 2020). Le vent à cette altitude est généralement considéré à Météo-France comme un bon indicateur de la direction de déplacement des orages. Un exemple de la définition de ces secteurs est donné sur la [Figure 2.10](#) avec la direction du vent moyen à 700 hPa pour une heure donnée lors de la période d'étude. Comme dans l'étude de Le Roy *et al.* (2020), le secteur amont, considéré comme le secteur non influencé par la ville, sert de référence dans la suite de l'étude. Les secteurs ville et aval sont ainsi comparés avec le secteur amont.

Pour évaluer l'effet de la zone urbanisée parisienne sur la convection, la méthode détaillée ci-dessus a été appliquée et le nombre de pixels où chacun des indicateurs (flash et seuils) est atteint une fois ou plus par jour (00-00 UTC) est comptabilisé dans chaque secteur pour l'ensemble de la période. En raison des différences de surface entre chacun des secteurs, le cumul total de pixels dans chaque secteur est normalisé par la surface du secteur considéré. Les résultats pour l'amont, la ville et l'aval en fonction de l'indicateur sont rassemblés dans la [Figure 2.11](#).

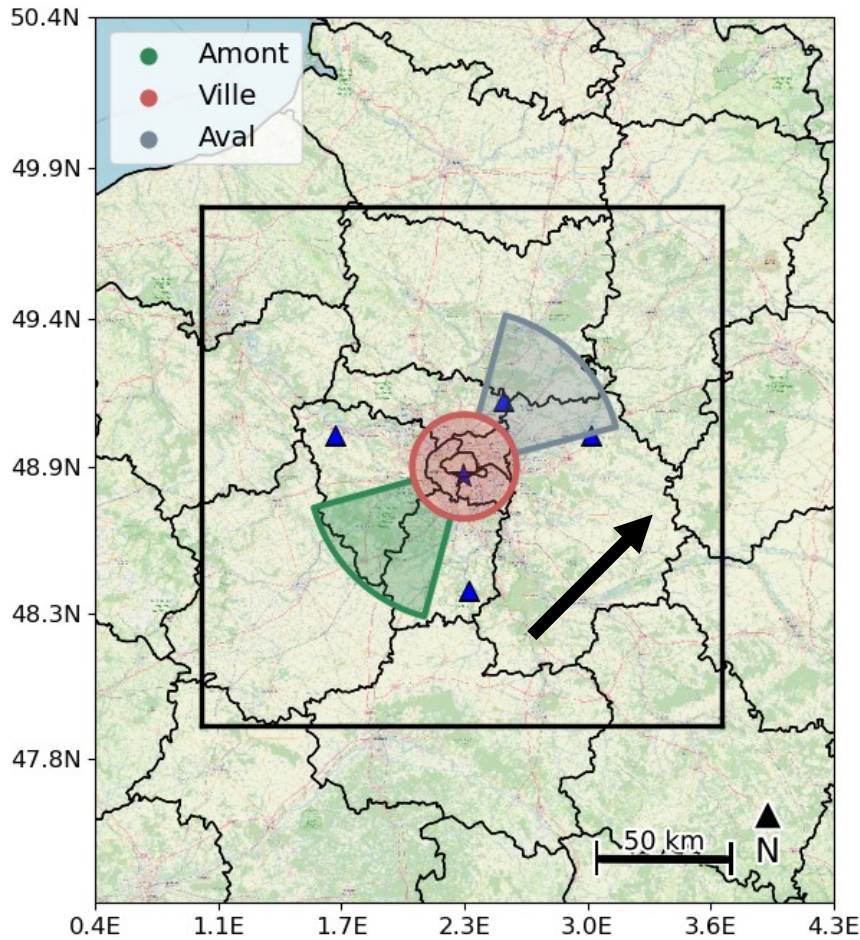


FIGURE 2.10 – Illustration de l’orientation des secteurs autour de Paris en fonction du vent moyen à 700 hPa (flèche noire) sur le domaine noir issu des réanalyses ERA-5. Le secteur amont est représenté en vert, le secteur ville en rouge et le secteur aval en gris sur la carte. Les 4 triangles bleus indiquent les stations rurales et l’étoile bleue indique la station urbaine, utilisées pour le calcul de l’intensité de l’îlot de chaleur urbain.

Étant donné le caractère plus ou moins restrictif des différents seuils, le nombre total de pixels normalisé avec un ou plusieurs dépassements par jour est plus élevé pour le seuil 40 dBZ avec jusqu’à 182 pixels par km^2 en aval contre 75 pour le seuil de 45 dBZ et 28 au maximum pour le seuil 50 dBZ. On remarque également que les valeurs dans chaque secteur sont très similaires entre le seuil 50 dBZ et les flashes, globalement entre 22 et 28 pixels par km^2 au total selon l’indicateur et le secteur étudié.

Sur l’ensemble des 13 années, la comparaison pour chaque indicateur entre les secteurs ville et aval avec le secteur de référence amont, indique une augmentation du nombre de pixels par km^2 au-dessus et en aval de Paris selon le vent dominant. On a par exemple une augmentation de 9.4% du nombre de pixels par km^2 dans le secteur ville et jusqu’à 16% dans le secteur aval pour l’indicateur 40 dBZ. Le même ordre de grandeur d’augmentation est constaté pour les autres dépassements de seuils et pour les flashes. Cela indique donc que la convection sévère a tendance à être plus souvent observée au-dessus de la région

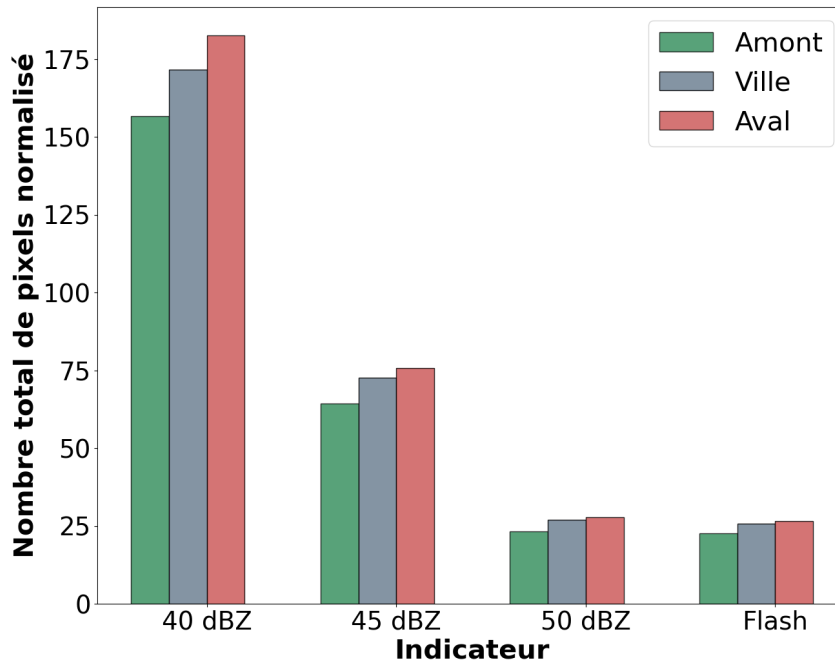


FIGURE 2.11 – Nombre total de pixels dans chaque secteur en fonction de l'indicateur considéré pour l'ensemble de la période. Chaque valeur est normalisée par la surface du secteur considéré : le secteur ville a une superficie de 1256 km^2 , les secteurs amont et aval s'étalent sur 1674 km^2 .

parisienne et en aval de celle-ci comparée au secteur amont. Ces résultats sur le renforcement de l'activité orageuse au-dessus et en aval de la région parisienne sont en accord avec Coquillat *et al.* (2012) qui font état d'une augmentation du nombre de jours avec éclairs nuage-sol au-dessus et en aval de Paris et avec Le Roy *et al.* (2020) qui constatent une augmentation des précipitations de presque 30% en aval de Paris en été.

2.3.3 Intensité de l'îlot de chaleur urbain

Comme expliqué dans le chapitre 1, l'îlot de chaleur urbain peut jouer un rôle important dans les circulations de basses couches et le déclenchement ou le renforcement des orages (Bornstein et Lin, 2000 ; Dou *et al.*, 2015 ; Liu et Niyogi, 2019). Dans l'étude menée ici, des comparaisons ont été réalisées pour estimer l'intensité de l'ICU lors des situations convectives de la période.

Afin d'avoir des valeurs cohérentes d'ICU pour l'ensemble des jours où la convection sévère a été observée sur Paris pendant les 13 années étudiées, plusieurs stations météorologiques ont été sélectionnées en fonction de leur localisation. La période de l'étude étant relativement longue, une seule station météorologique a pu être considérée pour caractériser la température en milieu urbain parisien. Il s'agit de la température de la station Paris Montsouris. En milieu rural, plus de stations étaient disponibles sur la période et le choix a été fait de sélectionner 4 stations officielles du réseau Météo-France, il s'agit des stations

Changis, située à l'est de Paris, Saint-Witz, au nord, Pontoise, à l'ouest et Courdimanche au sud de Paris. La localisation des stations utilisées est affichée sur la [Figure 2.10](#). Afin de calculer l'ICU pour les situations concernées par de la convection, nous avons considéré les journées orageuses pour lesquelles l'indicateur flash, ou les indicateurs de seuils 40, 45 ou 50 dBZ ont été atteints au moins une fois dans chacun des 3 secteurs sur un intervalle de 6 h, Dou *et al.* (2015) ayant choisi 3 h dans leur étude. Cet intervalle, plus élevé que pour Dou *et al.* (2015) permet de considérer que les orages ont le temps de passer au-dessus des 3 secteurs. Une fois les situations sélectionnées, les 3 heures précédant l'occurrence du premier flash ou du premier dépassement de fortes réflectivités dans le premier secteur (amont, ville ou aval) sont retenues pour calculer l'intensité de l'îlot de chaleur urbain. Pour cela, la température à 2 m moyenne pour les 4 stations rurales moyennée sur les 3 h précédentes est soustraite à la température moyenne à 2 m sur la même période à la station Paris Montsouris. Cette approche s'inspire notamment des études de Dou *et al.* (2015) et de Bornstein et Lin (2000) qui ont considéré la différence de température entre les stations du milieu urbain et du milieu rural sur les 3 h avant l'événement orageux.

Les résultats pour l'étude menée sur Paris sont résumés dans le [Tableau 2.1](#). Ceux-ci sont séparés entre ICU moyen pour les orages nocturnes (18-06 UTC) et ICU moyen pour les orages diurnes (7-17 UTC), en fonction de chaque indicateur. La distinction entre le jour et la nuit, permet de voir que l'ICU est bien plus marqué pour les situations convectives pour lesquelles les orages ont lieu la nuit, alors que le jour celui-ci est relativement faible. On passe de 0.53°C pour l'ICU diurne avec l'indicateur 45 dBZ contre plus de 1.5°C pour l'ICU nocturne. Cela est en cohérence avec les observations de Le Roy *et al.* (2020) qui constatent effectivement un ICU plus fort la nuit que le jour sur la région parisienne. Il faut toutefois noter que le calcul de l'ICU dans cette étude est soumis à certaines limites, notamment en termes de données disponibles puisqu'une seule station urbaine a pu être utilisée pour calculer l'intensité de l'ICU. Cette station est située dans un parc et n'est donc pas la plus représentative de la température en milieu urbain dense et il est tout à fait plausible que l'ICU ait été 2 à 3°C plus important que celui reporté dans le [Tableau 2.1](#) sur la période étudiée.

TABLEAU 2.1 – Intensité de l'ICU moyenné sur l'ensemble des situations convectives nocturnes et diurnes en fonction de l'indicateur considéré.

Indicateur	Seuil	Seuil	Seuil	Flash
	40 dBZ	45 dBZ	50 dBZ	
ICU lors d'orages nocturnes	1.38°C	1.53°C	1.86°C	1.96°C
ICU lors d'orages diurnes	0.54°C	0.53°C	0.53°C	0.55°C

Lorsque l'intensité de l'ICU est comparée aux seuils de réflectivité, on observe très

peu de différence en termes d'ICU pour les orages diurnes sur Paris. On passe de 0.54°C en moyenne pour le seuil de 40 dBZ à 0.53°C pour le seuil de 50 dBZ. Ces valeurs la journée apparaissent relativement faibles et en accord avec les études passées qui estiment souvent que l'intensité de l'ICU est moindre en journée (Parlow *et al.*, 2014; Le Roy *et al.*, 2020). Au contraire, lorsqu'on compare les mêmes indicateurs durant la nuit, plus le seuil de réflectivité est restrictif, plus l'intensité de l'îlot de chaleur urbain est importante. On passe de 1.38°C avec le seuil 40 dBZ à 1.86°C pour le seuil de 50 dBZ et 1.96°C avec les flashes. Il apparaît donc que plus les orages sont intenses la nuit, plus l'intensité de l'ICU est élevée. Ceci constitue une observation notable, mais il n'est pas possible à ce stade d'affirmer que l'ICU joue nécessairement un rôle dans l'intensification de ces orages. Il ressort uniquement que plus la situation convective est sévère, plus l'ICU qui la précède est élevé, mais des investigations plus précises devraient être menées sur le sujet pour affirmer que l'ICU joue un rôle dans le renforcement de l'activité orageuse nocturne globalement dans la région parisienne.

2.3.4 Impact de l'îlot de chaleur urbain sur les orages

Dans le but d'évaluer l'impact que peut avoir l'ICU sur le renforcement de la convection au-dessus ou en aval de l'agglomération parisienne, un dernier test a été effectué. Pour cela, les mêmes situations que celles retenues dans la section 2.3.3 ont été étudiées. En raison de l'intensité plus importante de l'ICU durant la nuit, seules les situations d'orages nocturnes avec les indicateurs 50 dBZ et flashes dans les 3 secteurs ont été analysées. Pour ces situations, l'intensité de l'ICU moyen a été calculée sur les trois heures précédant l'occurrence des orages sur la région parisienne, via les mêmes stations météorologiques que dans la section 2.3.3. En parallèle, le nombre de pixels avec un ou plusieurs dépassements du seuil 50 dBZ et un ou plusieurs flashes pour chaque situation convective a été calculé dans les trois secteurs. La différence entre les secteurs ville et amont puis les secteurs aval et amont a ensuite été calculée pour évaluer si un renforcement a lieu au-dessus de la ville ou en aval de Paris. Étant donné que les tailles des secteurs amont et ville ne sont pas les mêmes, le nombre de pixels dans les deux secteurs a été normalisé par la surface respective de chacun d'eux. Les différences du nombre de pixels normalisés entre les secteurs ville-amont pour les indicateurs 50 dBZ et flash (Figures 2.12a,c) ont été calculées, ainsi que pour les secteurs aval-amont (Figures 2.12b,d).

Sur l'ensemble des graphes, on observe une forte variabilité entre chacune des situations. On a des différences entre les secteurs ville ou aval et l'amont qui s'échelonnent de -600 pixels à plus de 400. L'ICU varie de -2°C , soit une température plus basse en ville qu'à la campagne à plus de 5°C . Globalement, beaucoup plus de situations avec un ICU positif sont relevées avec même plus d'une dizaine de situations où l'ICU est supérieur à 3.5°C pour chacun des indicateurs.

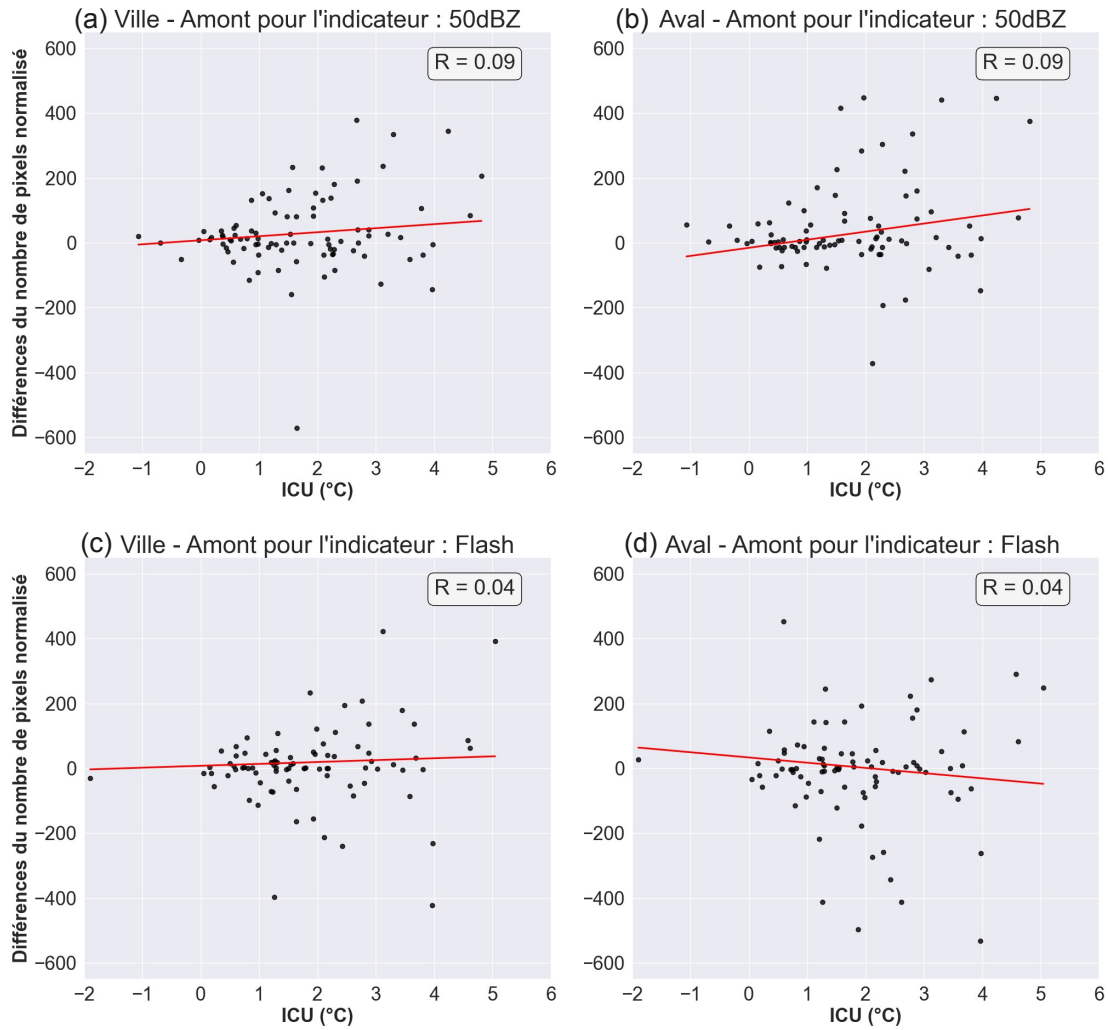


FIGURE 2.12 – (a,c) Nuage de points des différences du nombre de pixels normalisé par la surface entre les secteurs ville et amont en fonction de l’intensité de l’ICU pour les indicateurs 50 dBZ et flash. (b,d) Idem pour les différences du nombre de pixels normalisé entre les secteurs aval et amont. Les coefficients de corrélation sont indiqués en haut à droite de chaque graphe. La ligne rouge correspond à la droite de régression linéaire.

Les nuages de points tracés permettent également d’estimer un coefficient de corrélation entre l’intensité de l’ICU et l’augmentation du nombre de pixels normalisé au-dessus de la ville ou en aval. On constate globalement une légère augmentation pour l’indicateur 50 dBZ en ville et en aval (courbe rouge, Figures 2.12a,b). Il en va de même pour l’indicateur flash au-dessus de la ville (Figure 2.12c). Au contraire, en aval, il semble y avoir une diminution, plus l’ICU est élevé, moins l’intensification semble être observée (Figure 2.12d). Il faut néanmoins noter qu’une forte variabilité est présente et la corrélation entre l’intensité de l’ICU et l’intensification au-dessus ou en aval de la ville est très faible, avec un coefficient de corrélation R allant de 0.04 à 0.09, soit très inférieur à 1. Il n’existe donc pas de relation linéaire entre ces deux variables. Globalement, il semble que l’ICU a peu d’effet sur le renforcement de la convection nocturne au-dessus et en aval de la région parisienne et d’autres processus sont certainement impliqués.

2.4 Synthèse

Cette étude sur la région parisienne a été menée dans le but d'établir un bilan de la répartition spatiale et temporelle des orages et de mettre à disposition ces données aux prévisionnistes pour les Jeux Olympiques de Paris en 2024. En parallèle, la disponibilité de longues séries de données sur les orages a motivé une étude approfondie et une quantification de l'impact des surfaces urbanisées parisiennes sur la convection sévère.

Pour réaliser cela, les données de flashes et de fortes réflectivités ont été collectées entre 2010 et 2022, d'avril à octobre, mois les plus concernés par les orages. 3 seuils de réflectivités ont été choisis pour quantifier l'intensité de la convection, en s'appuyant sur l'étude de Fabry (2015) : 40, 45 et 50 dBZ. Afin d'atténuer le poids des grands événements, caractérisés par une intensité électrique très importante et des réflectivités parfois très élevées, l'étude a considéré que tous les pixels du domaine où plus d'un flash ou plus d'un dépassement d'un des 3 seuils de réflectivité étaient relevés par jour (00-00 UTC) ne seraient comptabilisés qu'une seule fois. Enfin, 3 secteurs ont été mis en place en amont, au-dessus et en aval de la ville de Paris, avec une orientation selon le vent moyen à 700 hPa issu des réanalyses ERA-5. Cette méthode a permis de compter le nombre d'occurrences de chaque indicateur dans les trois secteurs, en atténuant le poids des grands événements, et de quantifier les zones les plus touchées par la convection sévère.

Les résultats obtenus illustrent une forte variabilité de l'activité orageuse sur Paris avec une densité des indicateurs variant du simple au double en moyenne sur le domaine en fonction des années. L'étude temporelle de l'activité orageuse indique qu'un pic est observé durant le mois de juin, avant une baisse progressive jusqu'au mois d'octobre, et une intensité orageuse plus importante dans l'après-midi et la soirée pour l'ensemble des mois étudiés. On note une spécificité nocturne sur la région parisienne avec un regain d'activité orageuse observé en fin de nuit en juillet, qui est le seul mois réellement concerné par cette spécificité. L'atténuation du poids des grands événements sur la région parisienne a permis de faire ressortir des zones plus impactées par la convection sévère, notamment à l'est et au nord-est de la capitale. Ces zones sont les mêmes que celles constatées par Coquillat *et al.* (2012) lors de leur étude sur les éclairs sur Paris pour la décennie précédente. Enfin, le comptage de l'occurrence de chaque indicateur dans les 3 secteurs au-dessus et autour de Paris fait ressortir une augmentation de 9 à 16% de l'occurrence des orages au-dessus et en aval de la capitale par rapport au secteur amont. Ces observations illustrent une accentuation de l'occurrence de la convection causée par la présence des surfaces urbanisées parisiennes telles que l'ont également montré Coquillat *et al.* (2012) et Le Roy *et al.* (2020) sur Paris. Plusieurs processus sont susceptibles d'expliquer cette augmentation, notamment la présence de l'îlot de chaleur urbain. Néanmoins, l'étude menée ici sur l'impact de l'ICU ne semble pas indiquer de réels renforcements de la convection en fonction de l'intensité de celui-ci, d'autres processus seront donc étudiés par la suite.

Les point-clés du chapitre 2 :

- L'activité orageuse atteint un pic au mois de juin et durant l'après-midi sur la région parisienne. Un regain d'activité est également observé en milieu de nuit, uniquement pour le mois de juillet.
- Après filtrage des données, le nombre de jours avec convection sévère est le plus élevé à l'est et au nord-est de la capitale.
- L'étude par secteur au-dessus et autour de la ville indique que les surfaces urbanisées peuvent renforcer l'activité orageuse jusqu'à 16% en aval par rapport au secteur amont.
- L'intensité de l'ICU ne semble pas avoir un impact important sur le renforcement de la convection nocturne au-dessus et en aval de Paris.

Chapitre 3

Données d'observations et modèles numériques

Sommaire

3.1	Le domaine d'étude	56
3.2	Les données d'observations	58
3.2.1	Stations météorologiques de surface et radiosondages	58
3.2.2	Observations radar et cumuls de précipitations ANTILOPE	59
3.2.3	Hauteur de la couche limite sur le site d'observation du SIRTÀ	60
3.2.4	Les données aéronautiques AMDAR	61
3.3	Cadre de l'étude et situations météorologiques étudiées	62
3.3.1	Situation du 9 juillet 2017 : orages organisés sur Paris	62
3.3.2	Situation du 7 mai 2022 : cellule convective isolée	64
3.3.3	Situation météorologique du 22 juin 2022 : orage nocturne isolé	66
3.3.4	Situation du 16 août 2022 : système orageux organisé	68
3.3.5	Situation du 17 juin 2023 : orage isolé	70
3.4	Le modèle atmosphérique Meso-NH	72
3.5	Le modèle de surface SURFEX	74
3.5.1	L'approche en tuiles	74
3.5.2	Le modèle de canopée urbaine TEB	75
3.6	Les bases de données de surface	76
3.6.1	La classification d'écosystèmes ECOCLIMAP-I	76
3.6.2	La base de données géographique collaborative OpenStreetMap	77
3.7	Données d'initialisation et de forçages latéraux	78
3.7.1	Le modèle AROME	78
3.7.2	La prévision d'ensemble AROME (AROME-EPS)	79
3.7.3	L'analyse d'ensemble IFS	80

3.1 Le domaine d'étude

Afin d'étudier numériquement l'effet de l'urbanisation de la région parisienne sur les précipitations, un domaine d'étude centré sur Paris est défini. Celui-ci a une extension spatiale de $480 \text{ km} \times 480 \text{ km}$ et couvre une grande partie du nord et du centre de la France (Figure 3.1a). Il est utilisé pour les simulations numériques à 1.2 km de résolution horizontale (400×400 points de grille). Plusieurs éléments géographiques caractérisent cette zone avec notamment la Manche, une mer située à environ 170 km au nord-ouest de Paris, séparant la France avec la Grande-Bretagne. Il existe aussi plusieurs zones de moyennes montagnes avec à l'ouest du domaine, les Alpes mancelles ayant une altitude maximale de 416 m pour le mont des Avaloirs et au sud-est, le Morvan avec les sommets plus élevés du Haut-Folin dans le département de Saône-et-Loire qui culminent à 900 m . Ces éléments pouvant interagir avec l'atmosphère (chapitre 1) sont néanmoins relativement éloignés de la région parisienne.

Afin de simuler de manière encore plus précise les interactions entre les zones urbanisées et l'atmosphère, un second domaine imbriqué dans le grand domaine (carré noir dans la Figure 3.1a) avec une résolution horizontale de 300 m (800×800 points de grille) est défini. La Figure 3.1b illustre l'orographie dans le domaine à 300 m de résolution avec la ville de Paris au centre. Une zone relativement peu élevée s'étend de la capitale qui est à environ 50 m d'élévation jusqu'au nord-ouest du second domaine. Il s'agit du nid de la Seine, fleuve qui se jette dans la Manche. Le bassin parisien est une zone relativement plate, avec des élévations jusqu'à plus de 300 m situées à une centaine de kilomètres du centre de Paris.

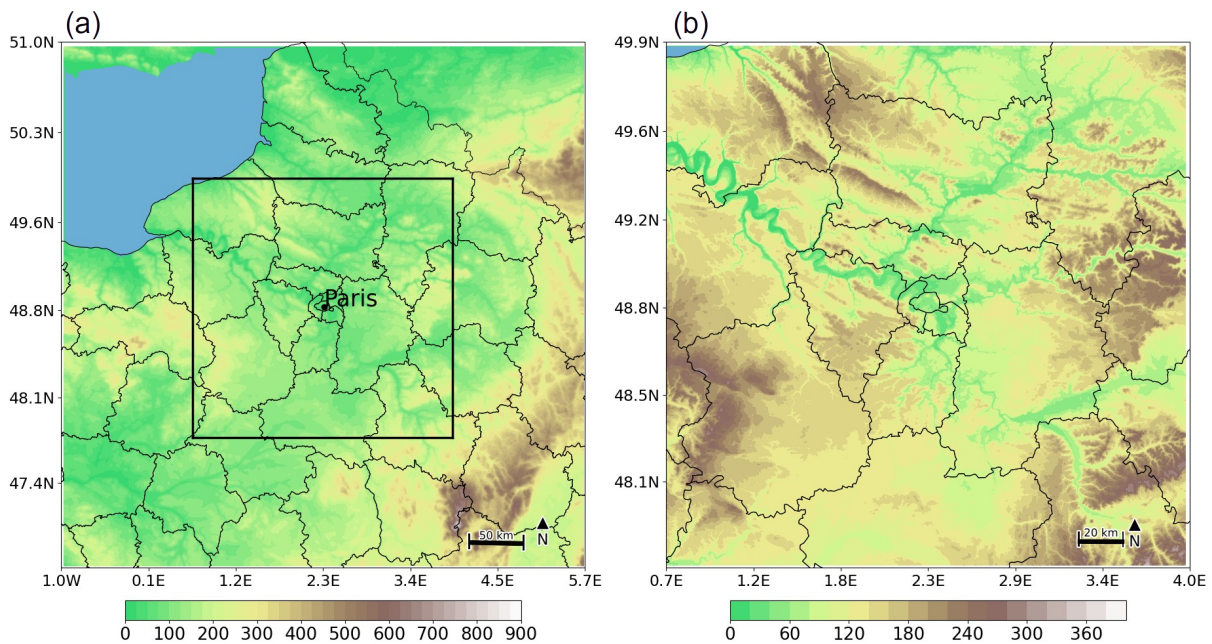


FIGURE 3.1 – (a) Orographie (en m) du domaine de résolution horizontale 1.2 km . Le carré noir définit le domaine imbriqué de résolution horizontale 300 m . La mer est caractérisée par les zones en bleu. (b) Orographie (en m) du domaine à 300 m de résolution.

Le domaine à 300 m de résolution permet d'avoir une représentation fine des principaux types d'occupation du sol en région parisienne dans le modèle numérique (Figure 3.2). L'agglomération parisienne et son urbanisation dominent le centre du domaine avec un étalement des zones urbanisées sur 2,800 km² environ. Elle concentre une population de 10.8 millions d'habitants dont plus de 2.1 millions dans la ville de Paris (INSEE, 2019). C'est une des agglomérations les plus peuplées au monde avec une très forte densité de population, dépassant 20,500 habitants par km² (INSEE, 2019) au centre. Plusieurs autres grandes villes se trouvent dans le domaine telles que Chartres, 39,000 habitants, au sud-ouest ou la ville de Rouen, 110,000 habitants, au nord-ouest. Les zones rurales sont également caractérisées par une forte anthropisation des sols, car la majorité du domaine est couverte par des cultures, notamment de type céréalier. Quelques forêts subsistent autour de Paris, avec la forêt de Rambouillet au sud-ouest et la forêt Domaniale d'Ermenonville au nord de la zone urbanisée. A l'ouest du domaine, proche du littoral, les pâturages occupent la majorité des surfaces.

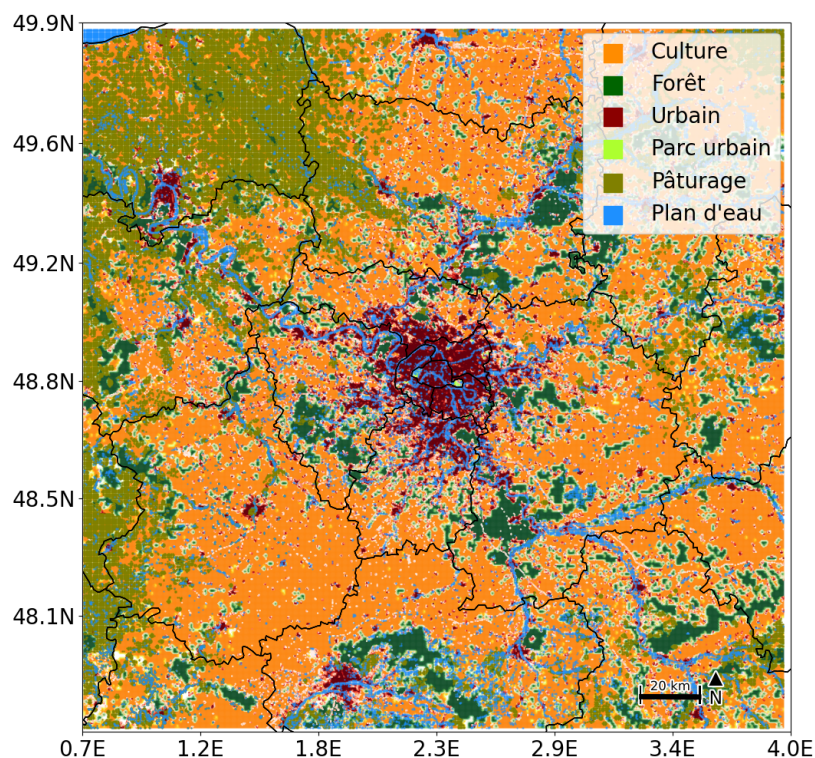


FIGURE 3.2 – Principaux types d'occupation du sol dans le domaine à 300 m de résolution. Les données proviennent de la base de données ECOCLIMAP-I (Masson *et al.*, 2003).

3.2 Les données d'observations

Dans cette section, les observations météorologiques utilisées dans le cadre de la thèse sont présentées. Elles proviennent de différents réseaux et observatoires de recherches qui ont permis d'avoir des informations sur l'état de l'atmosphère près du sol, mais également en altitude.

3.2.1 Stations météorologiques de surface et radiosondages

Météo-France maintient un réseau de stations météorologiques de surface pour surveiller et fournir des informations sur l'état de l'atmosphère. Une grande partie de ces données est stockée dans la base de données climatologiques (BDClm) via la méthode définie par Caussinus et Mestre (2004) pour éliminer les décalages dans les séries de mesures par exemple. Depuis cette base de données, les 125 stations météorologiques situées dans le domaine d'étude à 300 m de résolution sont utilisées (Figure 3.3). Ces stations appartiennent à plusieurs types de réseaux de mesure dont le principal est le réseau RADOME (Réseau d'acquisition de données et d'observations météorologiques étendues) comprenant les stations de type SYNOP (Synoptique) et les stations de type RRA (Réseaux régionaux automatisés) (Tardieu et Leroy, 2003). Parmi ces stations, certaines permettent d'assurer la veille météorologique mondiale en transmettant des données essentielles de suivi météorologique, telles que le vent, la température, l'humidité et les précipitations au SIO (Système d'Information de l'OMM). En complément, les stations automatiques issues du réseau climatologique d'état (RCE) ont été utilisées. Celles-ci mesuraient historiquement les données pluviométriques, mais depuis 2018, une partie d'entre elles ont été modernisées et fournissent maintenant des informations sur la température et l'humidité. Elles peuvent donc être utilisées pour l'évaluation des simulations, à l'exception de la situation orageuse du 9 juillet 2017 qui est trop ancienne (section 3.3.1).

La répartition des stations est relativement homogène sur le domaine étudié et permet d'avoir une bonne représentation des conditions météorologiques en basses couches. Les stations Paris-Montsouris, Lariboisière et Luxembourg se situent en milieu fortement urbanisé de Paris intra-muros. Celles-ci sont décrites plus précisément dans le chapitre 2. La plupart des stations fournissent de nombreux paramètres météorologiques près de la surface. Dans cette thèse, la température et l'humidité à 2 m, la direction et la force du vent à 10 m, les cumuls de précipitation et la pression atmosphérique ramenée au niveau de la mer sont utilisées.

Pour compléter les observations de surface, les données issues du radiosondage sur le site de Trappes (Figure 3.3), à 25 km à l'ouest du centre de Paris ont été employées. Ce site fait partie des 5 sites en France Métropolitaine sur lesquels des radiosondages sont effectués deux fois par jour à 00 et 12 UTC afin de collecter des informations météorologiques sur une colonne verticale de l'atmosphère. Ces mesures donnent notamment accès à un

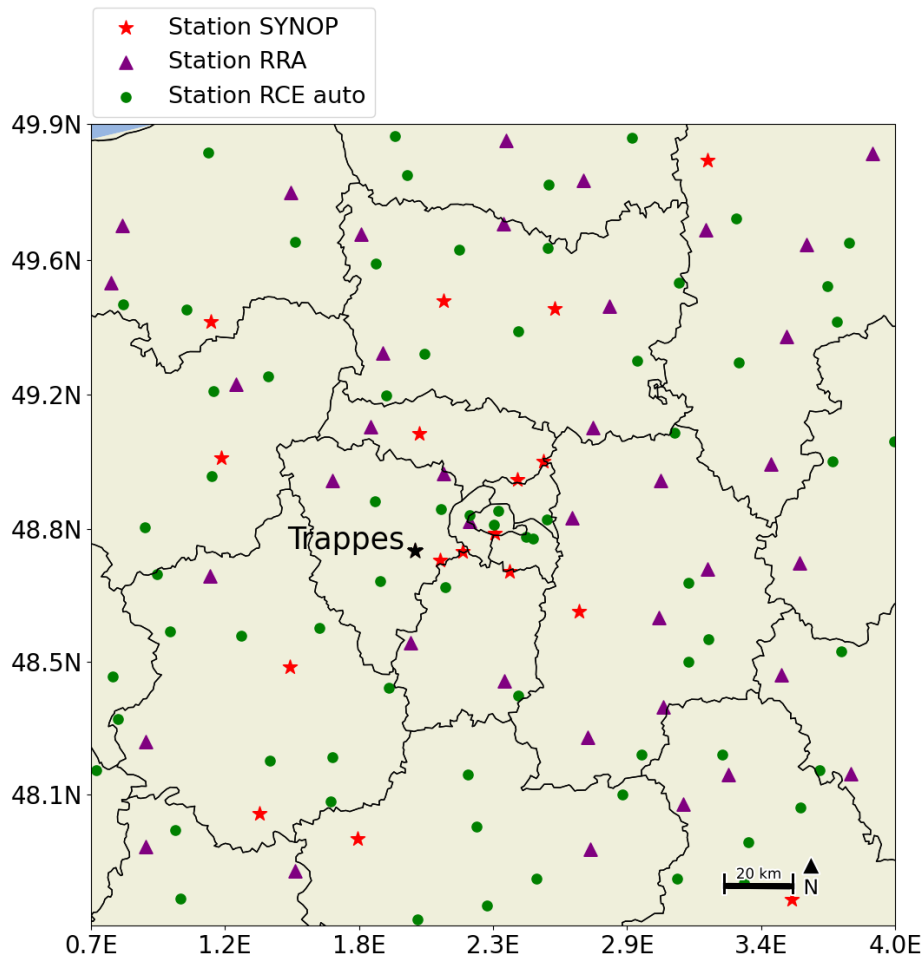


FIGURE 3.3 – Stations météorologiques issues de la BDClím sur le domaine à 300 m de résolution et disponibles au mois de juin 2023. Il existe 18 stations de type synoptique (SYNOP), 38 stations de type réseau régional automatisé (RRA) et 69 stations du réseau climatologique d'état (RCE). La plupart des stations fournissent des informations sur la température, le vent, l'humidité et le cumul de précipitations. La station de Trappes est située au niveau de l'étoile noire.

profil vertical de la pression, de la force et de la direction du vent, de la température et de l'humidité. Elles constituent des données essentielles dans la prévision numérique du temps et sont utilisées par la suite pour évaluer les profils verticaux des variables météorologiques dans les simulations numériques.

3.2.2 Observations radar et cumuls de précipitations ANTILOPE

Le réseau d'observation radar ARAMIS utilisé dans cette thèse a été décrit dans le chapitre 2. Les données des réflectivités combinées pour tous les radars en France Métropolitaine (dites composite) sont employées pour l'évaluation des précipitations pour les différentes situations météorologiques convectives. La thèse s'appuie également sur les cumuls de précipitations du jeu de données ANTILOPE (ANalyse par spaTialisation horaire des PrÉcipitations) qui contient les cumuls de précipitations sur l'ensemble de la

France Métropolitaine et donc sur le domaine d'étude. Il s'agit d'un produit de fusion de données développé au sein de Météo-France à partir de 2006 afin d'obtenir une estimation de la quantité de précipitations accumulées. Celui-ci combine la lame d'eau PANTHERE, une méthode d'estimation des quantités de précipitation tombées (Tabary, 2007 ; Figueras i Ventura et Tabary, 2013) et les observations de cumuls de précipitation des stations de surface. La méthode de fusion de données sépare les cumuls de précipitations en fonction de leur type (stratiformes ou convectives) (Champeaux *et al.*, 2009). Les premiers sont calculés via une spatialisation des cumuls relevés par les pluviomètres, les seconds à partir d'un algorithme de détection des cellules convectives sur les images radar (Laurantin, 2008, 2013). Les données ANTILOPE sont disponibles au pas de temps horaire depuis 2006, toutes les 15 minutes à partir de 2017, et toutes les 5 minutes depuis 2022, avec une résolution horizontale d'environ 1 km. Ces données sont utilisées dans les chapitres 4 et 5 pour l'évaluation des cumuls de précipitations simulés.

3.2.3 Hauteur de la couche limite sur le site d'observation du SIRTA

Le SIRTA (Site Instrumental de Recherche par Télédétection Atmosphérique) est un observatoire de l'IPSL (Institut Pierre Simon Laplace) dédié à la recherche sur les nuages et les aérosols (Haeffelin *et al.*, 2005). Il est situé sur le campus de l'École Polytechnique à Palaiseau, à 20 km au sud du centre de Paris. De nombreux instruments de mesure fonctionnent de manière pérenne au niveau de l'observatoire dont certains sont utilisés pour estimer les caractéristiques de la couche limite atmosphérique.



FIGURE 3.4 – Télémètres à nuages (dit lidar-celomètres). A gauche : modèle CHM15k de Lufft, à droite : modèle CL31 de Vaisala.

Dans le cadre de cette thèse, les données post-traitées issues de deux lidar-celomètres, le modèle CHM15k de Lufft et le modèle CL31 de Vaisala ont été utilisées (Figure 3.4). Kotthaus *et al.* (2020) ont développé une technique d'estimation de la hauteur de la couche

limite sur la base du profil vertical de rétrodiffusion des particules dans les basses couches de l'atmosphère. Les données sont élaborées à l'aide d'un algorithme développé par le SIRTa appelé STRATfinder dont les codes sont en libre accès. Les données de la hauteur de la couche limite estimées sur une période allant de 2010 à 2023 au pas de temps de 1 min ont été récupérées. Celles-ci permettent d'évaluer la hauteur de la couche limite simulée par Meso-NH pour les différentes situations météorologiques (chapitres 4 et 5).

3.2.4 Les données aéronautiques AMDAR

Le système mondial de collecte et de relais des données météorologiques aéronautiques, nommé AMDAR (Aircraft Meteorological Data Relay), mis en place il y a plus de trente ans par l'OMM et ses membres en collaboration avec des partenaires de l'aviation, permet un accès à de nombreuses données météorologiques en altitude. Ces données incluent notamment la température de l'air, la vitesse du vent, la turbulence et d'autres informations pertinentes qui sont intégrées dans le SIO¹.

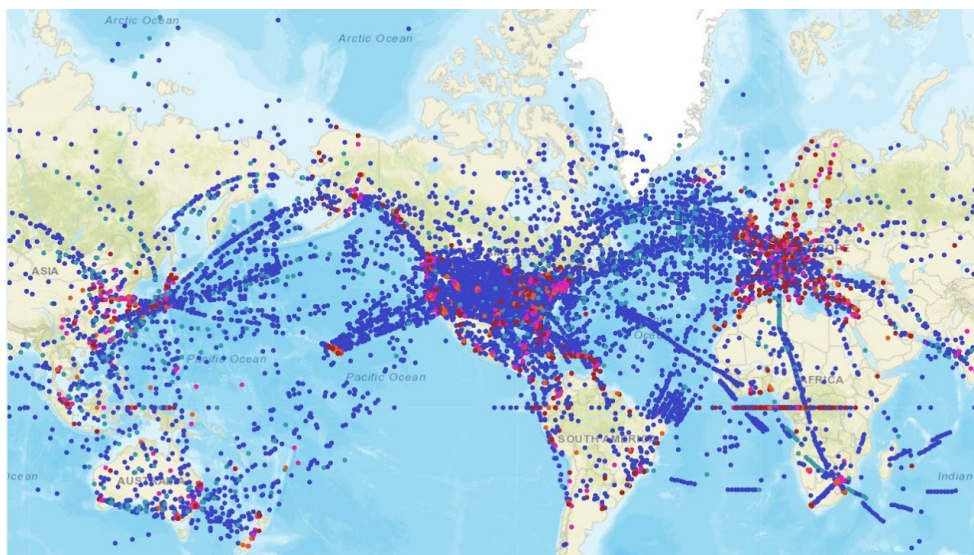


FIGURE 3.5 – Données météorologiques collectées par le réseau de données aéronautiques AMDAR pour la journée du 16 juillet 2019 sur l'ensemble du globe.

En Europe, les données anonymisées envoyées par les compagnies aériennes privées sont collectées par le réseau EUMETNET (European Multi service Meteorological Awareness) via le service E-AMDAR. Les données météorologiques lors des phases de décollage, de croisière et d'atterrissage des avions sont stockées et redistribuées, au pas de temps trihoraire, aux 31 services météorologiques ayant adhéré à EUMETNET. Sur la France, Météo-France achète des données plus fréquentes, généralement au pas de temps horaire,

1. <https://community.wmo.int/en/activity-areas/aircraft-based-observations/amdar/amdar-description>

afin d'augmenter la résolution spatiale et temporelle des données AMDAR assimilées dans les modèles de prévision numérique du temps (Doerenbecher et Mahfouf, 2019).

Dans ces travaux, les données des profils verticaux du vent issues du réseau AMDAR au-dessus de la région parisienne ont été utilisées. Elles s'appuient sur tous les avions commerciaux ayant transmis des informations sur la vitesse et la direction du vent pour les situations météorologiques étudiées. L'ensemble des données collectées entre les phases de décollage et d'atterrissage sur les aéroports de Roissy-Charles de Gaulle (49° 1' 22"N, 2° 30' 23"E) et Orly (48° 43' 0"N, 2° 23' 4"E) ont été récupérées dans un rayon de 60 km autour du centre-ville de Paris. Ces données ont ensuite été moyennées durant les 3 h précédant l'occurrence des orages pour chacune des situations convectives étudiées.

3.3 Cadre de l'étude et situations météorologiques étudiées

L'étude se base sur 5 situations météorologiques convectives entre 2017 et 2023. La situation la plus ancienne, le 9 juillet 2017, a été analysée car une étude dans le cadre d'un stage de Master 2 avait mis en évidence un effet de l'urbanisation sur les précipitations pour cette situation. Le choix a donc été fait de simuler le cas du 9 juillet 2017 et d'analyser numériquement l'effet de l'urbanisation sur les précipitations. Les 4 situations les plus récentes ont été sélectionnées en raison de leur occurrence durant les années des campagnes de mesure PANAME2022 et PANAME2023 menées sur la ville de Paris². 3 situations convectives étudiées ont eu lieu pendant l'année 2022, ce sont le 7 mai 2022, le 22 juin 2022 et le 16 août 2022 et la dernière a eu lieu le 17 juin 2023. Par la suite, un résumé des conditions météorologiques associées à chacune des situations convectives est présenté avec un aperçu de la situation synoptique, des températures minimales et maximales observées sur la région parisienne et l'évolution des précipitations et des cumuls associés.

3.3.1 Situation du 9 juillet 2017 : orages organisés sur Paris

Le début du mois de juillet 2017 est marqué par de fortes chaleurs qui touchent particulièrement la moitié nord de la France. Plus de 33°C sont fréquemment enregistrés dans la région de Paris avec un maximum de 35.2°C à Paris-Montsouris le jeudi 6 juillet, soit presque 10°C au-dessus des normales de 1980-2010. Cette vague de chaleur est attribuable à un flux de sud marqué sur la France causé par un thalweg situé au large du Portugal. Durant le week-end du 8 et 9 juillet, le thalweg entame une lente progression vers la France et s'isole en goutte froide sur le pays (Figure 3.6a). Associée à cela, une faible dépression de surface se forme sur le centre de la France, advectant en conséquence de l'air chaud

2. <https://paname.aeris-data.fr/>

et humide en basses couches (Figure 3.6b). L'air frais en altitude et la chaleur humide près du sol favorisent le déclenchement de la convection sur la France. Le jet étant rejeté au nord de l'Europe par l'anticyclone, le flux d'altitude reste faible et les orages qui se développent sont très peu mobiles et déversent d'importantes quantités de précipitations sur les zones sur lesquelles ils se propagent.

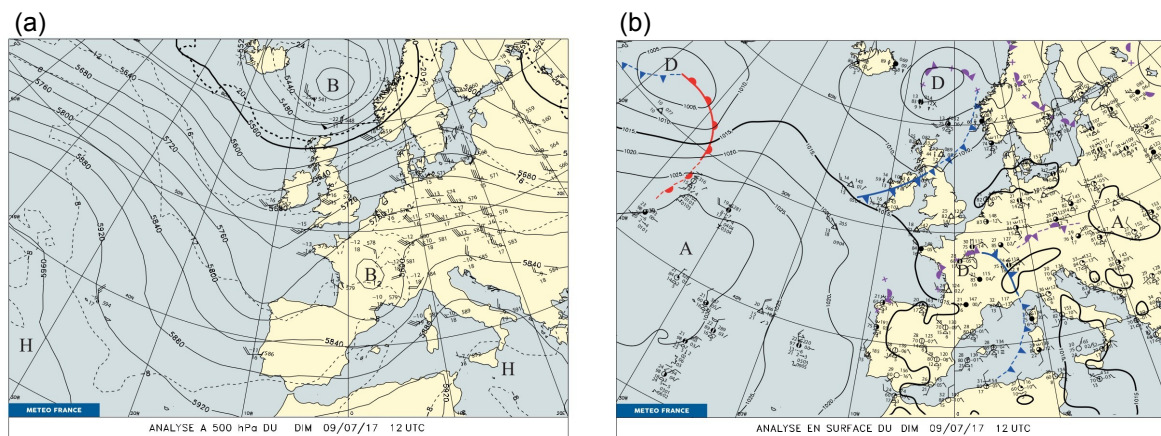


FIGURE 3.6 – Analyse synoptique de Météo-France pour la situation météorologique du 9 juillet 2017 sur l'Atlantique et l'Europe. (a) Analyse au niveau de pression 500 hPa à 12 UTC. (b) Analyse en surface à 12 UTC.

Pendant ce week-end très orageux, l'agglomération parisienne a été touchée par un orage avec des intenses précipitations en fin de journée du 9 juillet 2017. Avant ces orages, la journée de dimanche est moins chaude à Paris que le reste de la semaine. Les températures minimales étaient proches de 20°C à Paris intra-muros, l'ICU était fort (jusqu'à 4°C) et les températures maximales ne dépassaient pas 30°C dans l'après-midi (Figure 3.7).

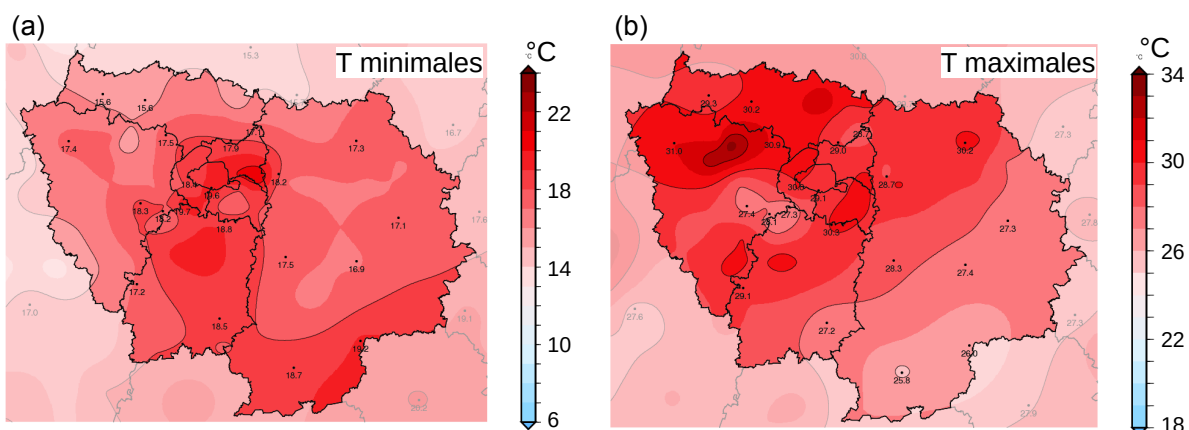


FIGURE 3.7 – Températures minimales (a) et maximales (b) à 2 m selon les normes OMM sur l'Île-de-France pour la journée du 9 juillet 2017. Les données sont issues du site Climascopie, interne à météo-France.

En fin d'après-midi, les orages caractérisés par plusieurs cellules convectives isolées remontent progressivement du sud et fusionnent au-dessus de la ville de Paris, formant

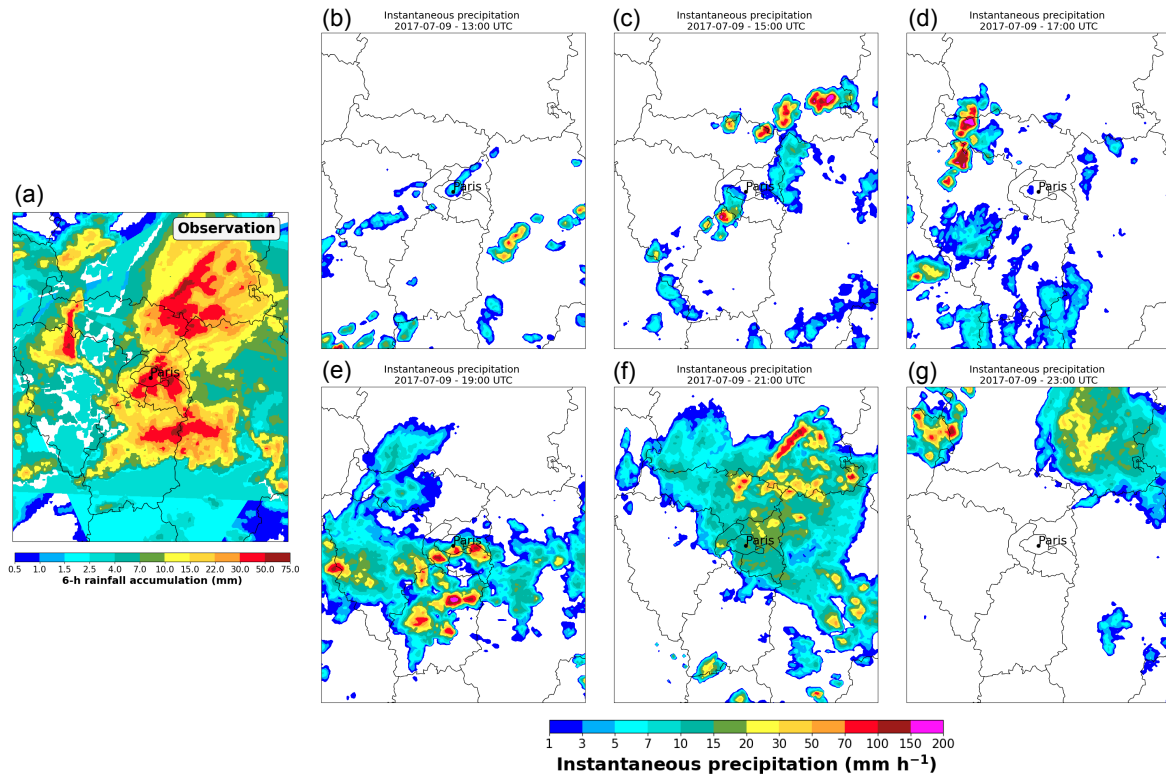


FIGURE 3.8 – (a) Cumul de précipitations ANTILOPE sur une période de 6 h (18-00 UTC) sur la région parisienne pour la journée du 9 juillet 2017. (b,c,d,e,f,g) Carte des réflectivités radar instantanées converties en mm h^{-1} à 6 échéances différentes entre 12 et 00 UTC.

ainsi des orages organisés (Figures 3.8b,c,d,e,f,g). L'intensité maximale des précipitations est atteinte autour de 19 UTC, soit 21 h locales, avec des intensités instantanées dépassant parfois 150 mm h^{-1} (Figure 3.8e). Ces fortes précipitations sont enregistrées sur une particulièrement urbanisée, engendrant de nombreux ruissellements et des inondations dans le métro parisien. Des records de cumuls de précipitations sont battus dans certaines zones. Il n'avait, par exemple, jamais autant plu à la station de Paris-Montsouris (14^e arrondissement) sur une période d'une heure (49.4 mm) et de 2 heures (52.2 mm). Les cumuls de 6 h (18-00 UTC) issus d'ANTILOPE sur la région parisienne (Figure 3.8a) font ressortir des quantités supérieures à 50 mm au centre de Paris.

Ces orages intenses sur l'agglomération parisienne représentent un cas d'étude particulièrement intéressant pour réaliser des tests de sensibilité et évaluer le rôle éventuel qu'a joué l'urbanisation dans le renforcement de la convection sur la ville.

3.3.2 Situation du 7 mai 2022 : cellule convective isolée

Durant la journée du 7 mai 2022, une dorsale est présente sur le proche Atlantique, s'étirant jusqu'aux Îles Britanniques et drainant un flux de nord sur le nord de la France (Figure 3.9a). Dans ce flux, un minimum d'altitude de petite échelle circule du Benelux vers le Massif central, déstabilisant la masse d'air. En basses couches, les pressions sont élevées en marge de l'anticyclone britannique qui pilote un flux de nord dominant sur

la France et le passage d'un pseudo-front froid sur la Manche (Figure 3.9b). Dans cet environnement instable, des averses de convection diurne se développent en journée sur le nord du pays et se propagent lentement vers la région parisienne.

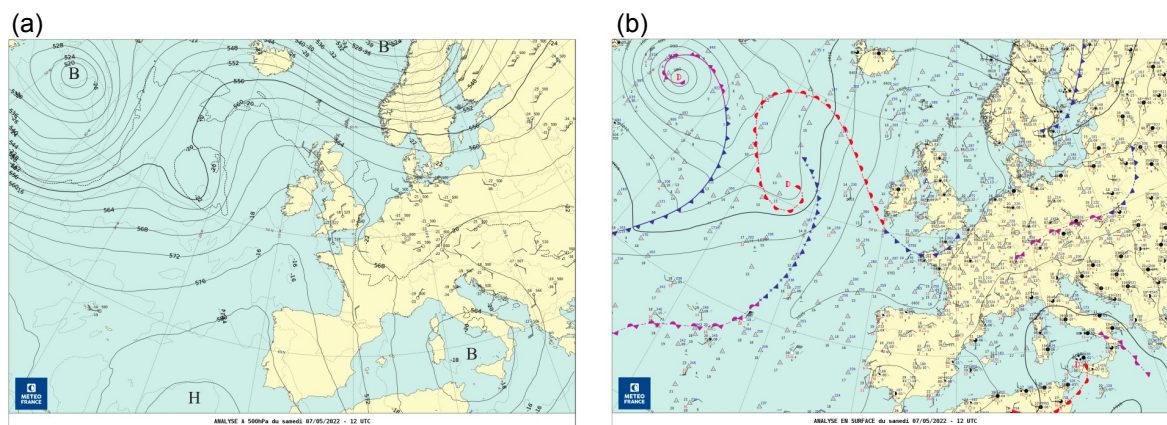


FIGURE 3.9 – Même figure que la Figure 3.6 pour le 7 mai 2022.

En raison du flux de nord, les températures se situent autour des normales de saison sur la région parisienne. La température minimale est d'un peu plus de 11°C à Paris intra-muros et de 7°C à la campagne (Figure 3.10a). L'après-midi, les températures s'échelonnent entre 20 et 23°C (Figure 3.10b). Un ICU est présent durant la nuit du 6 au 7 mai 2022, avec une intensité de 4°C environ, mais également durant la journée avec jusqu'à 3°C de différence de température entre Paris Montsouris et l'ouest de l'Île-de-France.

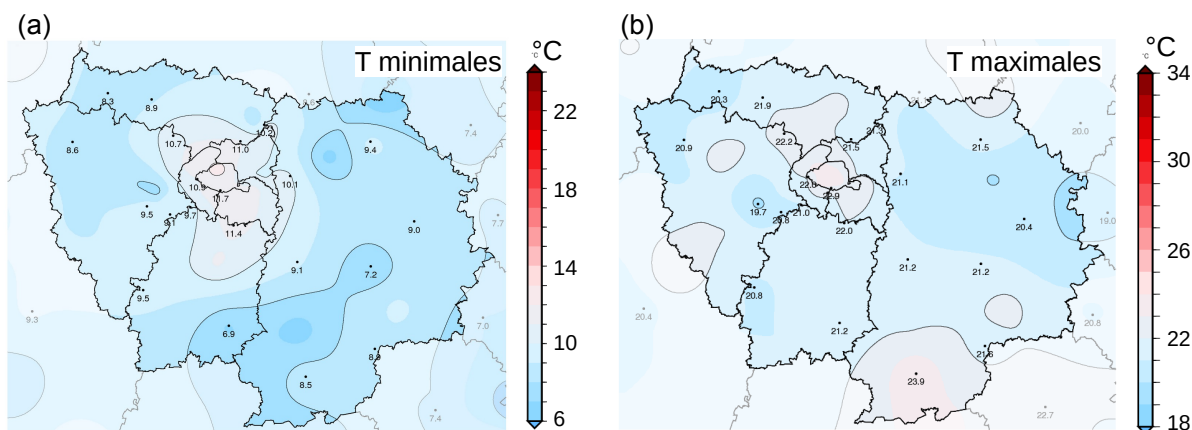


FIGURE 3.10 – Même figure que la Figure 3.7 pour le 7 mai 2022.

La Figure 3.11a illustre le caractère isolé et temporaire des averses diurnes sur la région parisienne. En effet, les cumuls sur 6 h (12-18 UTC) issus d'ANTILOPE sont relativement faibles, ne dépassant pas 20 mm et ne couvrant que quelques zones isolées. La cellule convective pertinente pour cette étude est visible sur les images de réflectivités radar entre 17h30 et 18 UTC sur Paris et légèrement au sud de la capitale (Figures 3.11e,f,g). Elle semble s'initier directement au-dessus de la ville et se propager lentement vers le sud, soit

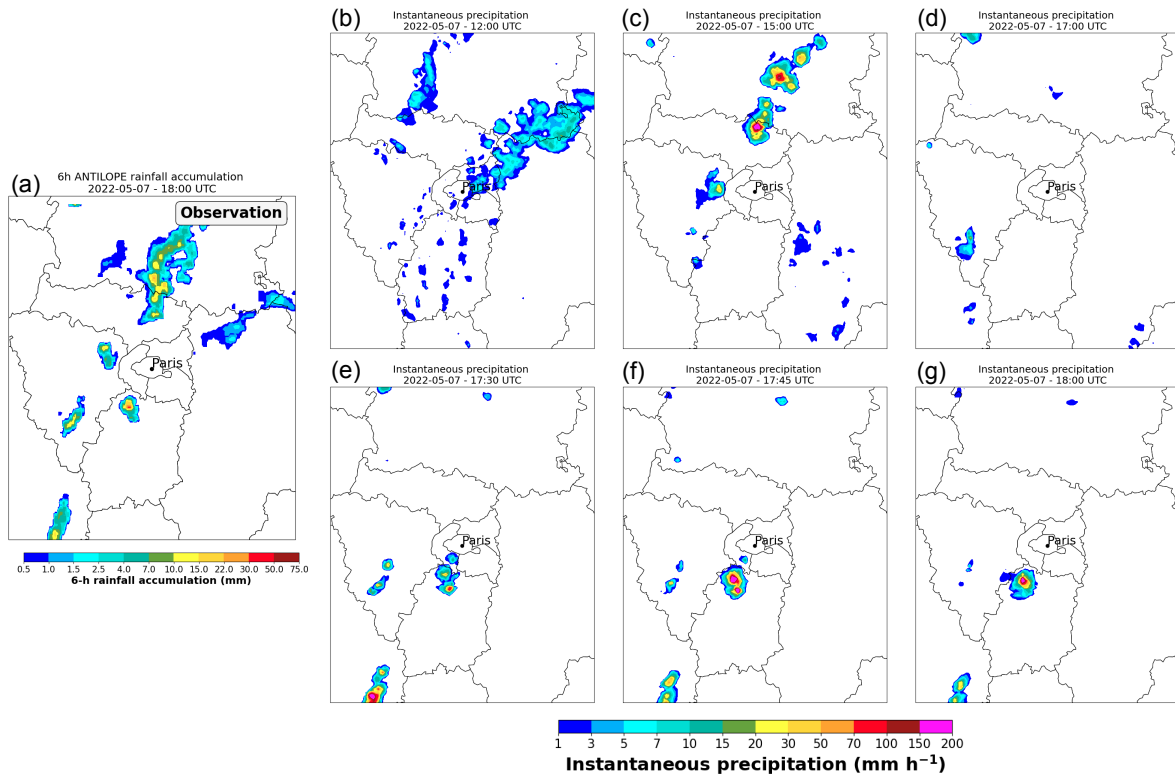


FIGURE 3.11 – Même figure que la Figure 3.8 pour le 7 mai 2022 sur la période de 12 à 18 UTC.

en aval du vent de l’agglomération parisienne. Bien que de taille très modeste, seulement quelques kilomètres carrés, elle constitue un cas d’étude particulièrement intéressant, car elle se forme de manière isolée et directement au-dessus de la zone urbanisée et les intensités de précipitations maximales atteignent presque 100 mm h^{-1} (Figure 3.11f).

3.3.3 Situation météorologique du 22 juin 2022 : orage nocturne isolé

La journée du 22 juin 2022 présente les caractéristiques classiques d’une situation orageuse sur l’Europe de l’Ouest. En altitude, le flux est dépressionnaire avec une goutte froide centrée sur le golfe de Gascogne (Figure 3.12a). Celle-ci remonte vers la Bretagne et apporte une masse d’air chaude du Sahara sur son flanc est. Dans les basses couches, le flux provenant du sud advecte de l’air chaud et une dépression de surface se creuse sur le centre de la France (Figure 3.12b). Avec l’arrivée de la goutte froide au large de la France, l’air plus froid en altitude déstabilise la masse d’air et de nombreux orages se forment sur le sud-ouest du pays, épargnant dans un premier temps la région parisienne.

Durant la journée, l’Ile-de-France reste en marge des orages et la température de l’air près du sol atteint des valeurs légèrement au-dessus des normales de saison. Les températures minimales se situent entre 12 et 17°C sur la région avec un gradient nord-sud (Figure 3.13a). Dans l’après-midi, les températures sont plus élevées à l’ouest de la région (27°C) qu’à l’est (23°C) (Figure 3.13b). Cela s’explique par le passage d’un système

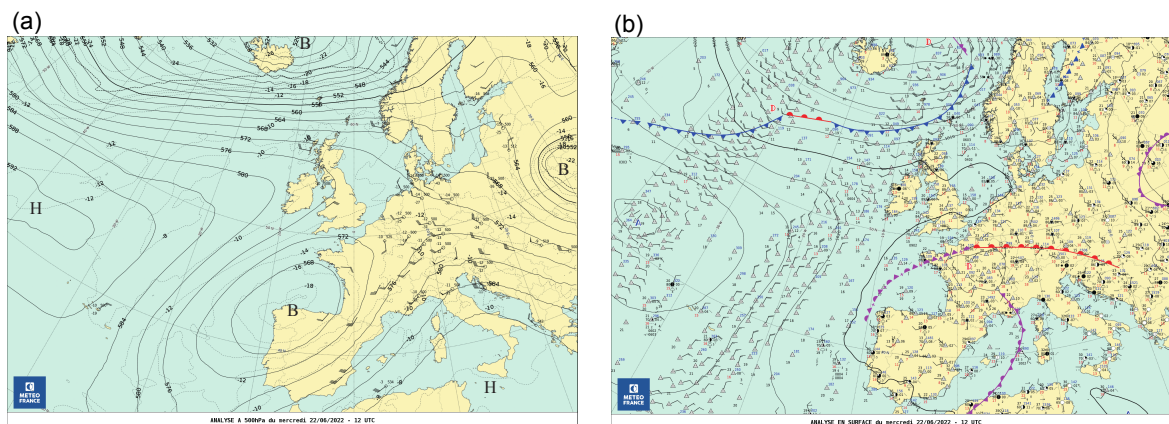


FIGURE 3.12 – Même figure que la Figure 3.6 pour le 22 juin 2022.

orageux en début d'après-midi à la frontière est de l'Ile-de-France, empêchant la hausse diurne des températures. L'ICU est quasiment absent ce jour-là, notamment en raison d'une couverture nuageuse présente en fin de nuit sur Paris.

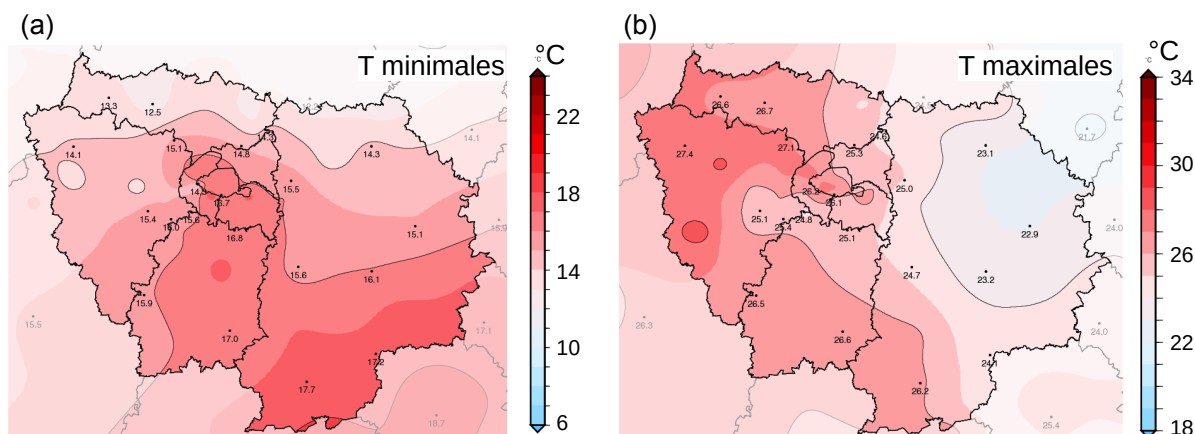


FIGURE 3.13 – Même figure que la Figure 3.7 pour le 22 juin 2022.

L'occurrence des orages intervient en début de nuit. Entre 21 UTC le 22 juin et 03 UTC le 23 juin, des orages se forment depuis le sud de la région. Un premier orage remonte à l'ouest de Paris vers 21 UTC (Figures 3.14b,c), tandis qu'un second se forme quasiment sur la ville et traverse une grande partie de l'est parisien (Figures 3.14d,e). Les réflectivités radar relèvent des intensités de précipitation instantanées très élevées, jusqu'à 200 mm h^{-1} et les cumuls de précipitations 6 h ANTILOPE font ressortir deux zones de précipitations principales, une à l'ouest de Paris avec des cumuls de précipitations jusqu'à 20 mm et une sur l'est parisien avec des cumuls de précipitation atteignant localement 15 mm.

Cette situation se distingue des autres par l'occurrence nocturne d'un orage isolé directement sur la zone urbanisée. Cette situation permet donc d'analyser l'effet de l'urbanisation sur la convection nocturne.

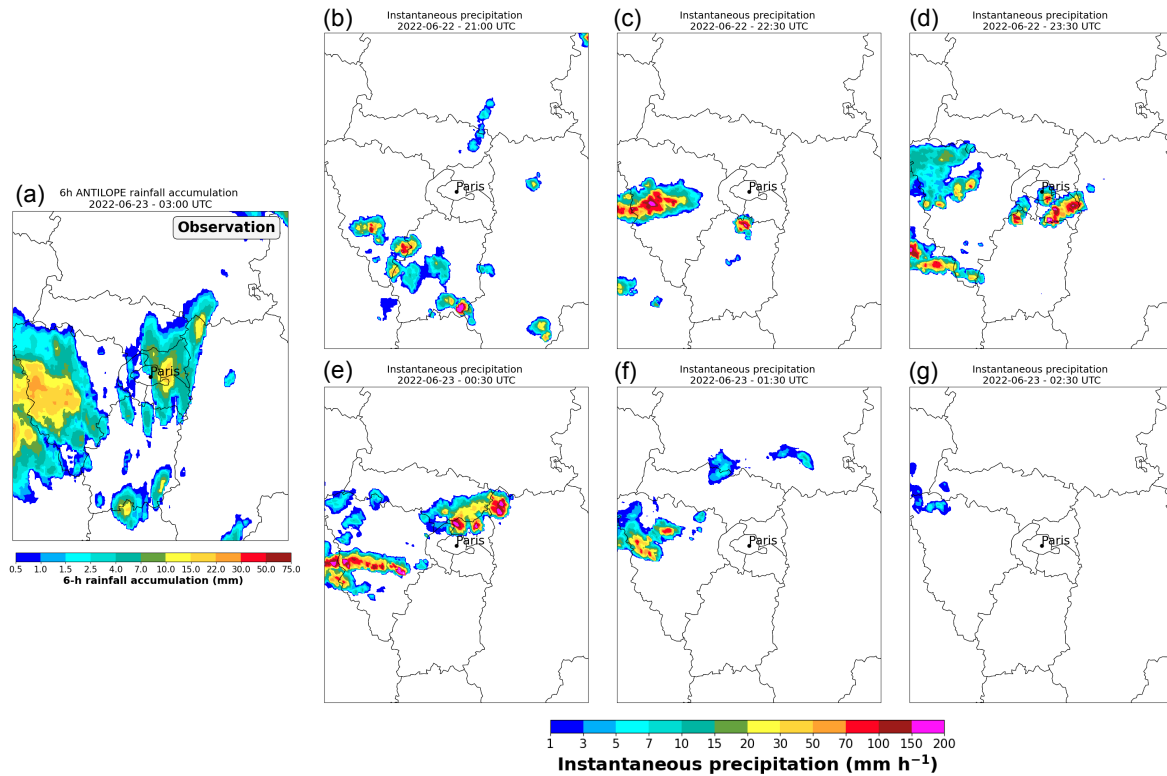


FIGURE 3.14 – Même figure que la Figure 3.8 pour la situation du 22 au 23 juin 2022 sur la période de 21 à 03 UTC.

3.3.4 Situation du 16 août 2022 : système orageux organisé

Pour la situation du 16 août 2022, un profond thalweg en altitude s’étend du nord de l’Atlantique jusqu’en Espagne (Figure 3.15a) et en basses couches un minimum dépressionnaire se creuse sur la pointe bretonne (Figure 3.15b). Le flux de sud à sud-ouest sur la France advecte une masse d’air très chaude. Avec l’arrivée du thalweg sur le proche atlantique entraînant une accélération d’un flux diffluent en altitude et de l’air encore très chaud près du sol, le déclenchement d’orages sévères se met en place.

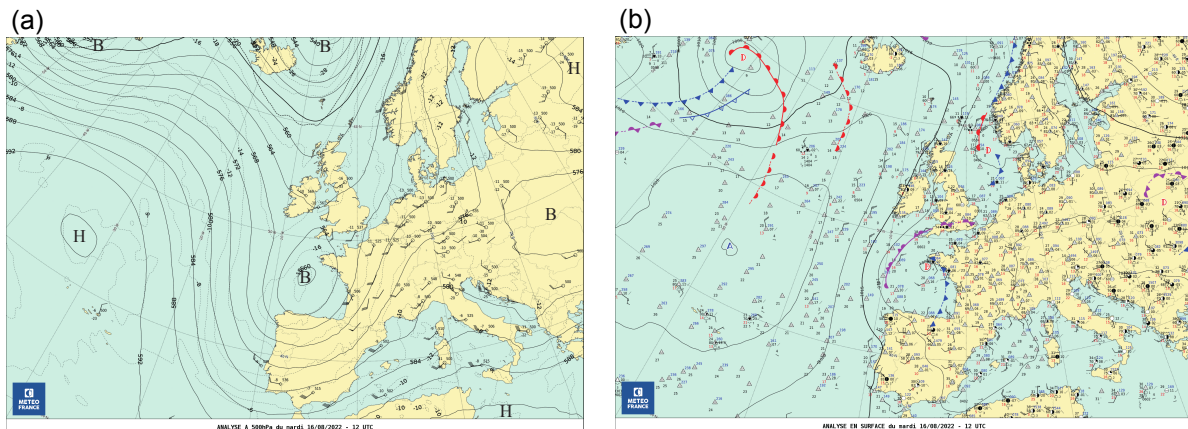


FIGURE 3.15 – Même figure que la Figure 3.6 pour le 16 août 2022.

La région Ile-de-France reste en marge des fortes chaleurs durant cette journée. Les

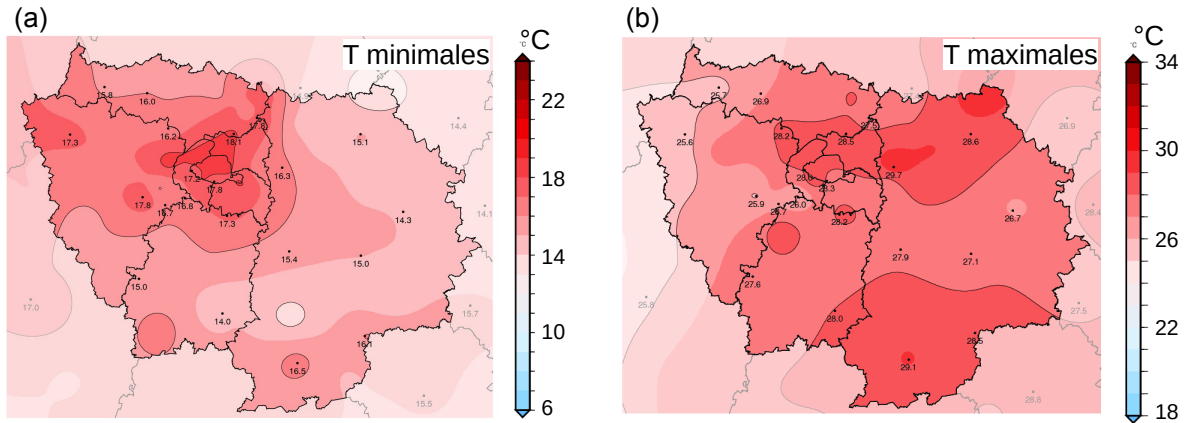


FIGURE 3.16 – Même figure que la Figure 3.7 pour le 16 août 2022.

températures minimales sont assez élevées avec jusqu'à 18 °C à Paris intra-muros et un peu plus de 14°C dans l'est de la région (Figure 3.16a). L'ICU est présent durant la nuit du 15 au 16 août, atteignant au maximum 3, voire 4°C. Durant l'après-midi, avant l'occurrence des orages, les températures montent jusqu'à 28°C sur Paris et autour de 26°C en zone rurale (Figure 3.16b).

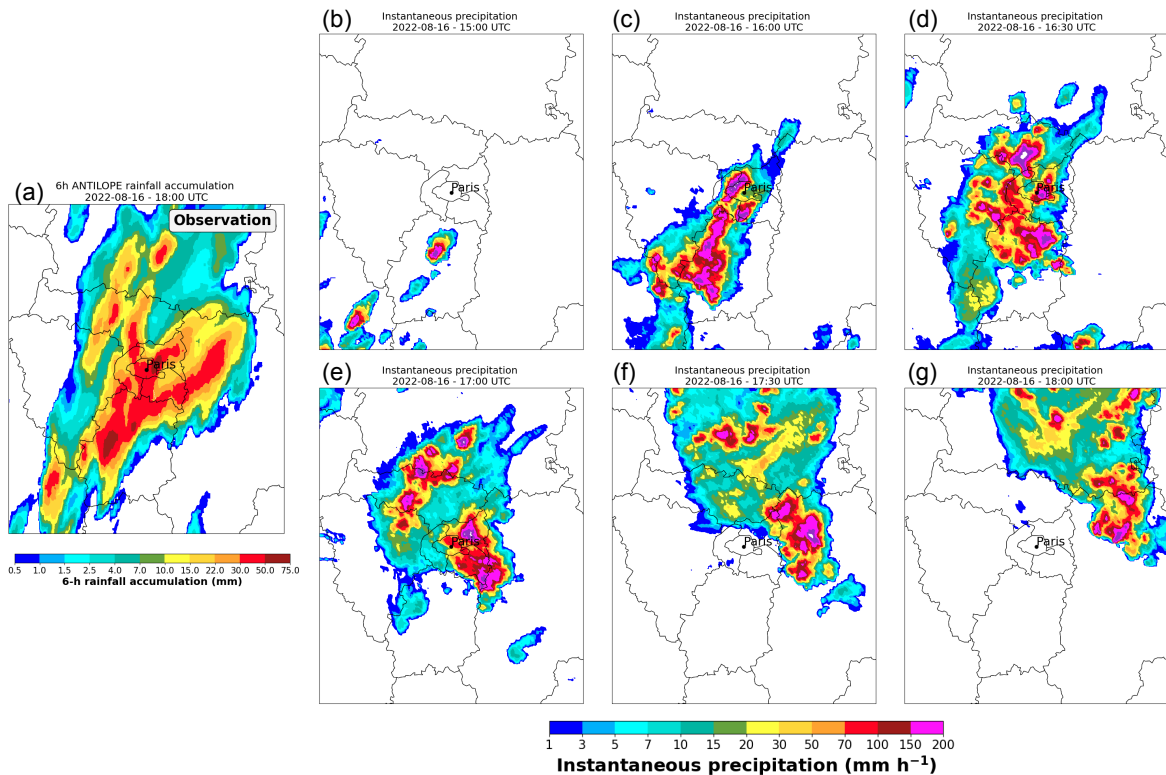


FIGURE 3.17 – Idem que la Figure 3.8 pour le 16 août 2022 sur la période de 12 à 18 UTC.

En milieu de journée du 16 août, un système orageux très actif remonte du sud-ouest et se dirige directement vers Paris. Il atteint le sud-ouest du domaine (Figure 3.17b) à partir de 15 UTC, soit 17 h locales. Le système d'orages organisés atteint la capitale vers 16 UTC et se renforce en parallèle. Deux poches de fortes précipitations se détachent ensuite avant

de s'évacuer vers le nord de la région après 18 UTC. Les cumuls de précipitations relevés via ANTILOPE sur la période 12-18 UTC indiquent des valeurs très élevées pour la région parisienne. On atteint par endroit plus de 70 mm qui sont généralement tombés en moins de 3 h. Sur 1 h à la station de Paris Montsouris, un cumul de précipitation de 39.1 mm est relevé, ce qui constitue le troisième plus fort cumul horaire en été depuis 1980.

Cette situation orageuse, particulièrement intense sur l'agglomération parisienne, a engendré de nombreux ruissellements dans les rues de Paris avec des inondations dans le métro. Elle motive l'utilisation du modèle numérique pour étudier en détails les mécanismes responsables de l'intensité des orages et le potentiel rôle qu'ont pu jouer les surfaces urbanisées dans le renforcement du système convectif (Figures 3.17d,e,f).

3.3.5 Situation du 17 juin 2023 : orage isolé

Lors de la journée du 17 juin 2023, la situation météorologique de grande échelle est pilotée par une dorsale de haut géopotential sur la France, un thalweg qui s'approche lentement des côtes européennes par l'ouest et un autre thalweg qui s'évacue progressivement vers l'Europe de l'Est. Cette configuration entraîne un flux de sud-ouest relativement faible sur la France et la région parisienne se retrouve à l'interface entre les grands centres d'action. Celle-ci se situe dans une zone appelée col barométrique dans lequel la masse d'air est très variable et propice à la formation d'orages en été (Figure 3.18a). En basses couches, le flux est orienté au sud-ouest puis à l'ouest (Figure 3.18b), favorisant une masse d'air très chaude pour la saison.

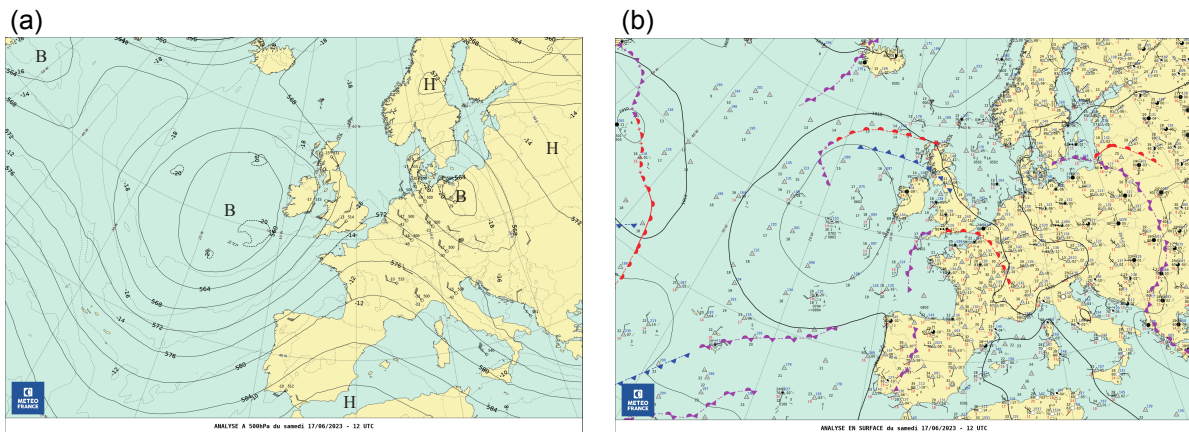


FIGURE 3.18 – Même figure que la Figure 3.6 pour le 17 juin 2023.

La nuit du 17 juin est entièrement dégagée, favorisant le refroidissement des basses couches de manière plus importante en zone rurale qu'en zone urbaine. Les températures minimales sont bien plus faibles à l'extérieur de Paris (autour de 13°C) qu'à Paris Montsouris (presque 20°C) (Figure 3.19a). Cette situation est donc caractérisée par un fort ICU nocturne jusqu'à 7°C. Pendant la journée, les températures maximales sont très homogènes sur la région parisienne (de 30°C au nord à 32°C au sud de l'Ile-de-France)

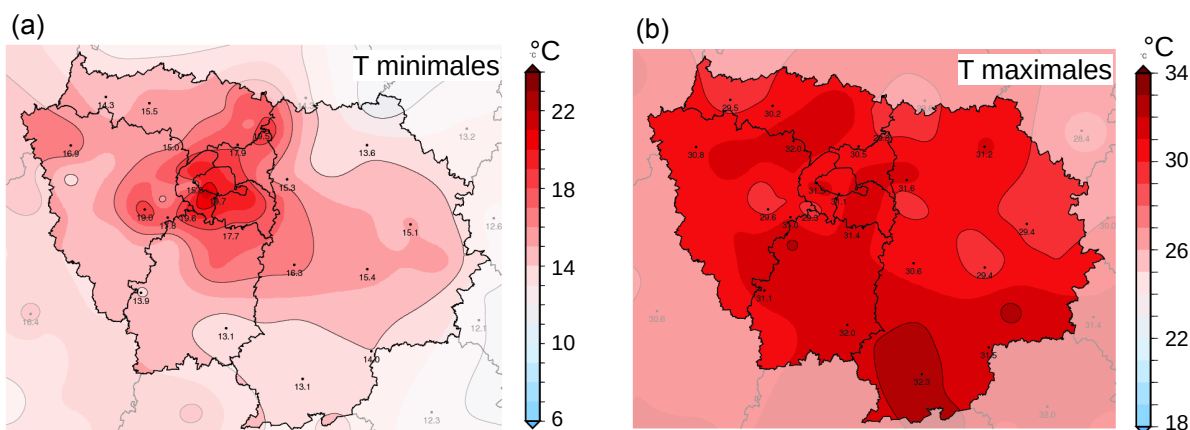


FIGURE 3.19 – Même figure que la Figure 3.7 pour le 17 juin 2023.

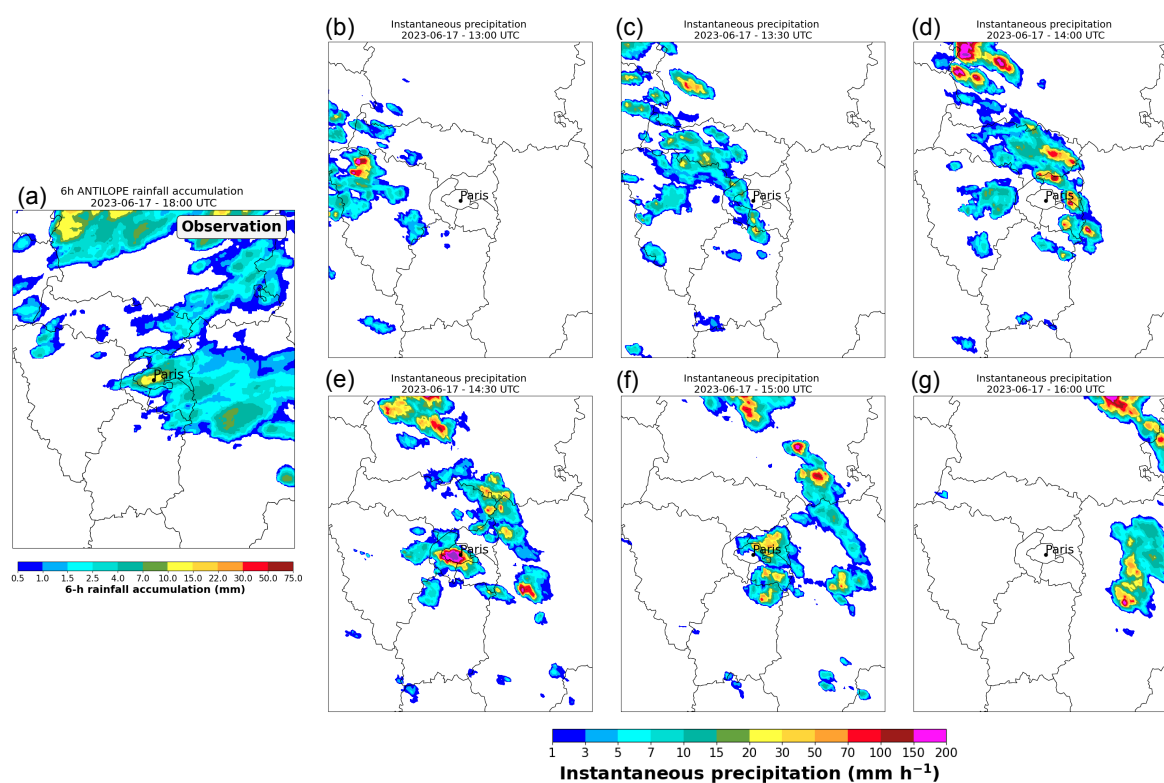


FIGURE 3.20 – Même figure que la Figure 3.8 pour le 17 juin 2023 sur la période de 12 à 18 UTC.

(Figure 3.19b). Cette situation est la plus chaude des 5 étudiées en raison d'un ciel bien dégagé avant l'arrivée des orages en début d'après-midi sur Paris.

Durant la journée, des orages isolés de taille relativement faible se développent, avec l'un d'entre eux se renforçant exactement au-dessus de l'agglomération parisienne (Figure 3.20e). Le cumul de précipitations ANTILOPE entre 12 et 18 UTC indique des cumuls de précipitations relativement faibles avec entre 5 et 15 mm environ (Figure 3.20a). Les zones de cumuls élevés se situent au-dessus de Paris et en aval de la ville. Pour cette situation, l'hypothèse d'un renforcement au-dessus et en aval de la zone urbanisée, comme il a été trouvé dans la littérature scientifique, sera analysée via les simulations numériques.

3.4 Le modèle atmosphérique Meso-NH

Le modèle Meso-NH est un modèle numérique dédié à la recherche atmosphérique (Lafore *et al.*, 1998 ; Lac *et al.*, 2018) des phénomènes météorologiques allant de l'échelle synoptique (meso- β , entre 20 et 200 km selon Orlandi, 1975) à la micro-échelle (micro- γ , quelques mètres). Il a été principalement développé par le Centre National de Recherches Météorologiques (CNRS - CNRS/Météo-France) et le Laboratoire d'Aérodynamique (LA - UPS/CNRS). C'est un modèle disponible gratuitement et en open-source depuis sa version 5.1, avec une documentation scientifique et technique dédiée³. Des études numériques des systèmes convectifs à la résolution inférieure au kilomètre ont démontré que le modèle est capable de bien simuler ces phénomènes (Dauhut *et al.*, 2015 ; Nuissier *et al.*, 2020 ; Mandement et Caumont, 2021). Dans cette thèse, Meso-NH est utilisé avec une résolution horizontale de 300 m pour simuler les situations météorologiques convectives présentées dans la section 3.3.

Les principales caractéristiques dynamiques de Meso-NH sont les suivantes :

- Meso-NH est un modèle de type eulérien car il représente les variables météorologiques en points de grille. Il utilise un système d'équations non hydrostatique, c'est-à-dire qu'il prend en compte l'accélération de la vitesse verticale (w) qui est une variable prognostique. Les autres variables pronostiques sont les deux autres composantes du vent, le vent zonal u et le vent méridien v , la température potentielle θ et l'énergie cinétique turbulente non résolue TKE , les rapports de mélange de traceurs (passifs ou chimiques) et les rapports de mélange de la vapeur d'eau et des hydrométéores (gouttelettes et cristaux de glace des nuages, gouttelettes de pluie, graupel, neige et grêle).
- Le système d'équations est dit anélastique, car il ne prend pas en compte la variation temporelle de la densité de l'air sec afin d'éliminer la propagation rapide des ondes sonores. Cette approximation est justifiée car il n'y a que très peu d'interactions entre les ondes sonores et les phénomènes météorologiques.
- L'atmosphère est représentée de manière tridimensionnelle avec une discrétisation en direction horizontale via un maillage régulier, tandis que la coordonnée verticale est l'altitude de Gal-Chen et Somerville (1975) permettant aux niveaux verticaux de suivre le terrain. Dans la plupart des applications de Meso-NH, le maillage est plus fin proche de la surface et devient plus grossier en altitude. Les premières couches de l'atmosphère sont ainsi représentées de manière plus précise que la haute troposphère.
- L'advection spatiale de la quantité de mouvement s'appuie sur un schéma centré d'ordre 4 ou un schéma de type WENO du 3^{ème} ou 5^{ème} ordre (Lunet *et al.*, 2017). Le

3. <http://mesonh.aero.obs-mip.fr>

schéma centré d'ordre 4 a comme particularité d'améliorer la résolution effective du modèle (Ricard *et al.*, 2013). Pour les variables scalaires, le schéma PPM (Piecewise Parabolic Method, Colella et Woodward, 1984) est utilisé.

- La discrétisation temporelle des équations de transport est effectuée à l'aide d'un schéma explicite de Runge-Kutta à l'ordre 4 (RKC4, Orlanski, 1975).
- Le modèle permet l'imbrication de plusieurs domaines avec la même résolution verticale et différentes résolutions horizontales afin d'augmenter dynamiquement la résolution des simulations via la méthode dite du *grid-nesting* (Stein *et al.*, 2000). Les échanges entre chacun des domaines sont effectués de manière interactive.
- Meso-NH étant un modèle à aire limitée, il a besoin de données atmosphériques pour l'initialisation des simulations et de conditions aux limites (Davies, 1976). Celles-ci peuvent être fournies par différents modèles comme le modèle AROME ou le modèle IFS du CEPMMT (section 3.7).

Les processus physiques sous-maille, le transfert radiatif et les échanges avec la surface ne sont pas résolus explicitement par Meso-NH. Leurs effets sur les variables pronostiques sont pris en compte grâce à des paramétrisations dont les plus importantes sont les suivantes :

- La représentation de la turbulence sous-maille est effectuée via un schéma 1D ou 3D avec une fermeture en longueur de mélange et une *TKE* sous-maille pronostique pour la partie isotrope des équations des moments du second ordre (Cuxart *et al.*, 2000).
- Pour les simulations avec une résolution horizontale supérieure à 1 km, la convection peu profonde et les thermiques secs sont paramétrisés à l'aide d'une formulation en flux de masse (Pergaud *et al.*, 2009). Celle-ci considère des entraînements et détraînements d'une particule d'air partant du sol et s'élevant dans l'atmosphère.
- Le schéma pour le rayonnement infrarouge terrestre est le Rapid Radiation Transfer Model (Mlawer *et al.*, 1997) tandis que celui pour le rayonnement solaire est fondé sur la méthode de Fouquart et Bonnel (1980) qui considère 6 bandes spectrales.
- La paramétrisation de la microphysique est effectuée via le schéma ICE3 (Caniaux *et al.*, 1994; Pinty et Jabouille, 1998). Ce schéma régit les équations pronostiques de deux catégories d'hydrométéores liquides (gouttelettes d'eau nuageuse, gouttes de pluie), de trois catégories d'hydrométéores solides (cristaux de glace, graupel et neige) et de la vapeur d'eau. C'est un schéma microphysique à 1 moment, dans lequel les distributions de taille des particules ne dépendent que du rapport de mélange des hydrométéores.
- Un schéma de condensation sous-maille est activé (Sommeria et Deardorff, 1977) pour représenter le fait que certaines mailles du modèle ne sont pas entièrement remplies ou entièrement libres de nuages.

- La représentation de la surface et des processus associés est effectuée par le modèle de SURFace EXternalisé (SURFEX, Masson *et al.*, 2013) qui est décrit en section 3.5.

Plus de détails sur la configuration de Meso-NH pour les simulations effectuées dans le cadre de la thèse sont donnés dans le chapitre 4.

3.5 Le modèle de surface SURFEX

3.5.1 L'approche en tuiles

Dans Meso-NH, le bilan d'énergie de la surface est calculé en fonction des données météorologiques par la plateforme SURFEX (SURFace EXternalisée, Masson *et al.*, 2013). SURFEX s'appuie sur l'approche en tuiles (*tile approach*) qui consiste à calculer le bilan de manière séparée pour des surfaces ayant des propriétés physiques très différentes. Les quatre types de surfaces représentés dans SURFEX sont :

- Les surfaces continentales rurales sont modélisées par le schéma de transfert sol-végétation ISBA (Interaction Sol-Biosphère-Atmosphère, Noilhan *et al.*, 1997).
- Les lacs et rivières sont décrits par un schéma qui s'appuie sur le calcul de la longueur de rugosité de Charnock (1955) et qui garde la température de l'eau constante. Des schémas plus évolués existent également tel que le modèle FLake qui permet d'obtenir une structure interne thermique du lac et une description des échanges d'énergie entre le lac et l'atmosphère (Mironov *et al.*, 2009).
- Les mers et océans sont représentés par un algorithme itératif implémenté par Fairall *et al.* (2003) qui permet de restituer les flux turbulents de surface à l'interaction entre la mer et l'atmosphère. Des schémas plus complexes sont également disponibles, notamment le couplage avec un modèle de couche de mélange océanique 1D (Lebeaupin Brossier, 2007 ; Lebeaupin Brossier *et al.*, 2009).
- Les surfaces urbanisées sont représentées par un modèle de canopée urbaine nommé Town Energy Balance (TEB, Masson, 2000), qui considère la ville comme une rue-canyon de longueur infinie. Une description de celui-ci est donnée dans la section 3.5.2.

Pour chaque tuile, SURFEX calcule les flux de chaleur sensible et latente, le flux de quantité de mouvement, et les propriétés radiatives de la surface. Les flux $\mathcal{F}_{n,l,t,s}$ calculés pour chaque tuile (Figure 3.21) sont ensuite agrégés en fonction des fractions respectives d'occupation du sol $f_{n,l,t,s}$ des différents types de surface pour obtenir le flux total \mathcal{F} associé à chaque point de la maille. Ces valeurs servent ensuite de conditions aux limites pour le modèle atmosphérique.

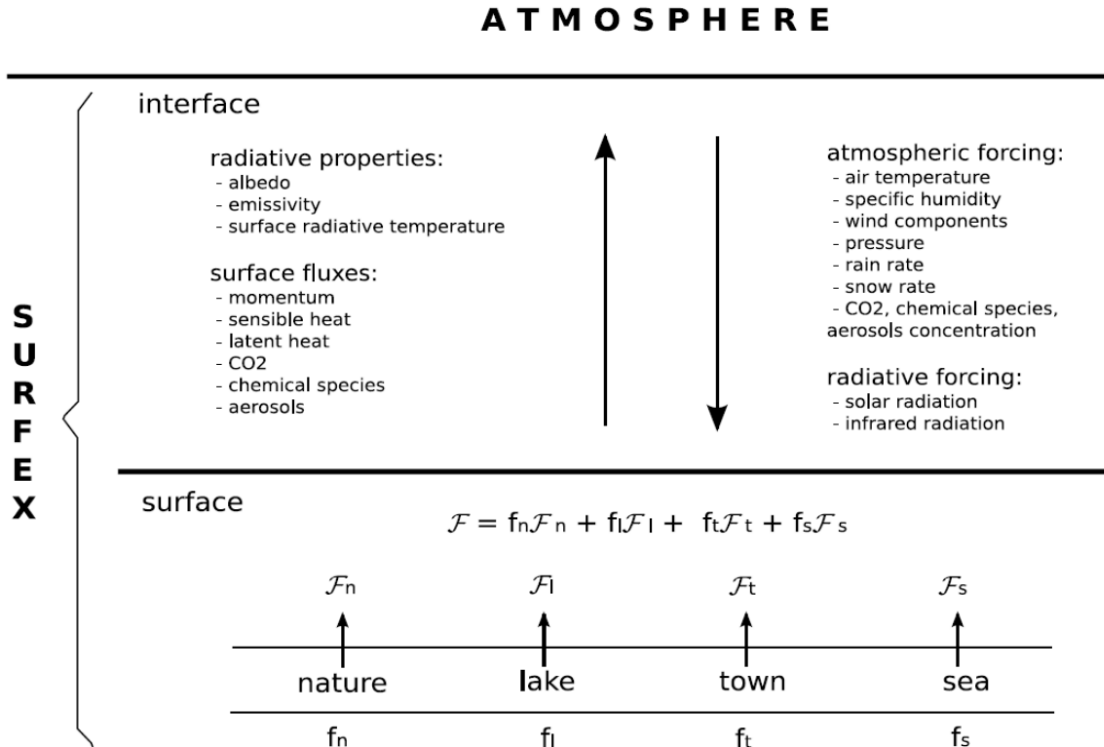


FIGURE 3.21 – Couplage entre le modèle de surface SURFEX et le modèle atmosphérique (comme Meso-NH). $\mathcal{F}_{n,l,t,s}$ sont les flux calculés pour la tuile nature, lac, ville et mer. Les fractions des tuiles nature, lac, ville et mer dans chaque maille sont $f_{n,l,t,s}$ respectivement. Figure adaptée de la documentation scientifique de SURFEX.

3.5.2 Le modèle de canopée urbaine TEB

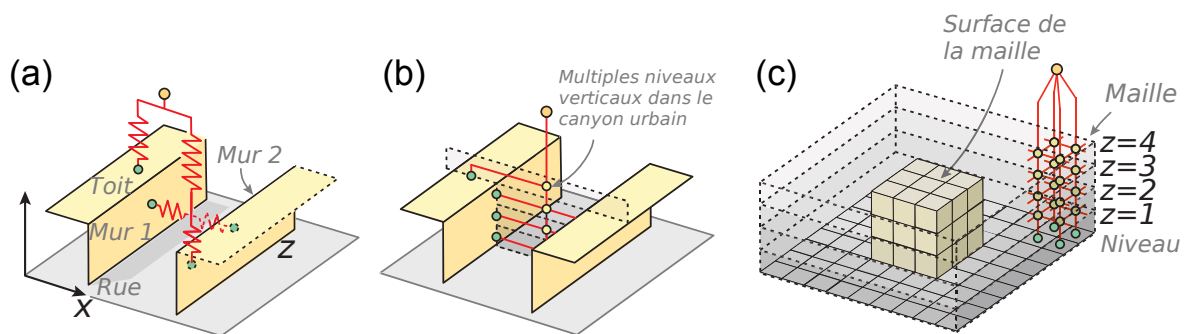


FIGURE 3.22 – (a) Version historique du canyon urbain de TEB simplifié selon Masson (2000). (b) Version améliorée de TEB avec discrétisation verticale de la couche d'air dans la canopée urbaine, mais couplage à un seul niveau du modèle atmosphérique. (c) Illustration simplifiée d'un couplage à multi-niveaux avec le modèle atmosphérique. Figures adaptées de (Oke *et al.*, 2017).

De nombreux processus physiques ont été ajoutés à la version originale de TEB pour pouvoir améliorer la quantification du climat urbain et l'effet des stratégies d'adaptation au changement climatique. Masson et Seity (2009) ont introduit le calcul de profils verticaux des variables atmosphériques à l'intérieur de la rue-canyon (Figure 3.22b). Le-

monsu *et al.* (2012) ont introduit la végétation de pleine terre dans le canyon urbain, de Munck *et al.* (2013) les toits végétalisés et Redon *et al.* (2017) les arbres de rue. Ces améliorations permettent de modéliser le pouvoir rafraîchissant de la végétation par évapotranspiration et l'effet d'ombrage sur le sol ou les bâtiments par les arbres dans la rue-canyon. Des développements ont également été apportés sur la description du sous-sol et des transferts hydrologiques en ville, améliorant la représentation des écoulements en surface et l'évolution du contenu en eau du sol en ville (Stavropoulos-Laffaille *et al.*, 2018; Stavropoulos-Laffaille *et al.*, 2021). Un modèle d'énergétique du bâtiment, Building Energy Model (BEM, Bueno *et al.*, 2012; Pigeon *et al.*, 2014), a été implémenté dans TEB. Celui-ci simule le bilan énergétique d'un bâtiment représentatif du quartier en fonction des conditions météorologiques, des caractéristiques architecturales du bâtiment (Tornay *et al.*, 2017) et des comportements énergétiques des habitants (Schoetter *et al.*, 2017). BEM permet de simuler la consommation d'énergie pour le chauffage et la climatisation et les rejets de chaleur et d'humidité dus à la climatisation.

(Schoetter *et al.*, 2020) ont ajouté l'option de coupler TEB avec le modèle atmosphérique sur plusieurs niveaux, plutôt qu'uniquement sur le premier niveau. Avec cette option, les bâtiments sont directement immergés dans le modèle atmosphérique et les surfaces urbaines modifient les variables prognostiques du vent (approche de traînée) de la température (flux de chaleur sensible) et de l'humidité (flux de chaleur latente) sur tous les niveaux verticaux du modèle atmosphérique qui intersectent les bâtiments (Figure 3.22c). Le couplage à plusieurs niveaux permet une meilleure représentation du vent et de la température dans les villes avec de nombreux bâtiments de grandes hauteurs.

3.6 Les bases de données de surface

3.6.1 La classification d'écosystèmes ECOCLIMAP-I

Une description des couvertures et propriétés de la surface est nécessaire pour les simulations. Les données d'occupation et de l'usage des sols pour le plus grand domaine à 1.2 km de résolution horizontale sont issues du produit global ECOCLIMAP-I (Masson *et al.*, 2003).

Cette base de données à 1 km de résolution horizontale contient 215 types d'occupation du sol, dont 168 peuvent être retrouvés sur la France métropolitaine (Figure 3.23) dans sa dernière version disponible en libre accès⁴. Chaque type de couvert est associé à un écosystème homogène. La base de données a été créée à partir de produits de description de surface plus anciens comme CLC2000 (Corine Land Cover), dédiés à l'Europe (Heymann *et al.*, 1994) et GLC2000 (Global Land Cover) pour le reste du globe (Hansen *et al.*, 2000). ECOCLIMAP-I comprend de nombreuses classes dédiées aux zones forestières, de

4. <https://www.umr-cnrm.fr/surfex/spip.php?article136>

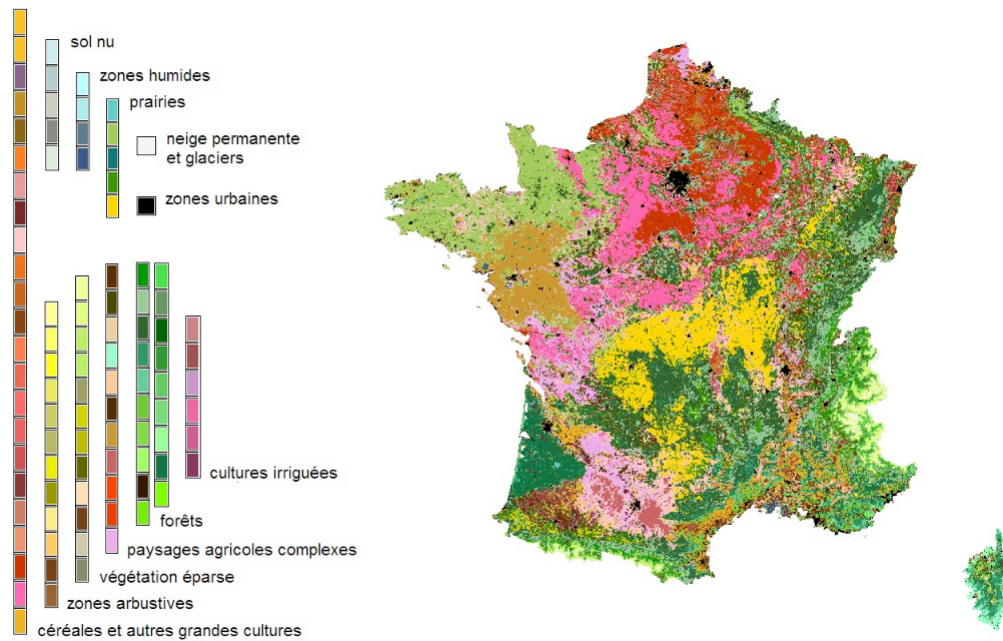


FIGURE 3.23 – Couvertures de surface en France métropolitaine issues d'ECOCLIMAP-I. Il y a 168 classes de couverture comptabilisées sur la zone. Source de la figure : <https://www.cnrm.meteo.fr/spip.php?rubrique257>

cultures, de prairies, d'eau, etc., ainsi que 11 classes pour les zones urbaines sur l'Europe.

Des versions plus récentes d'ECOCLIMAP (ECOCLIMAP-II, Faroux *et al.*, 2013) existent, mais des études précédentes ont montré de meilleurs résultats pour les simulations numériques sur la ville de Paris avec ECOCLIMAP-I. Pour cette raison, ECOCLIMAP-I est utilisé dans cette thèse. Suite à l'utilisation de cette base de données dans le grand domaine, l'agglomération parisienne est représentée dans son état de 1990, ce qui pourrait mener à une sous-estimation de son effet pour les situations météorologiques simulées. Néanmoins, des données plus récentes sur le milieu urbain ont été utilisées pour le petit domaine. Elles sont décrites dans la section 3.6.2.

3.6.2 La base de données géographique collaborative OpenStreetMap

Pour améliorer la représentation des zones urbaines, les informations issues de la base de données géographique collaborative en libre accès OpenStreetMap (OSM) ont été utilisées pour les surfaces du domaine à 300 m de résolution horizontale⁵. OpenStreetMap s'appuie sur de nombreuses contributions par des citoyens ou des administrations (bases de données administratives, données GPS, photographies aériennes) à travers le monde pour créer une carte globale mise à jour constamment (Mooney et Minghini, 2017). Pour les simulations menées sur le domaine à 300 m de résolution, des paramètres caractérisant

5. <https://www.openstreetmap.org>

la morphologie urbaine ont été calculés à partir d'OSM via l'outil GeoClimate (Bocher *et al.*, 2021). Il s'agit de la fraction de couverture au sol de bâtiment, de route, de végétation urbaine basse, moyenne et haute ainsi que la densité de façade. Les données sont produites par GeoClimate sous forme vectorielle (*shapefile*) et sont rasterisées sur une grille de résolution horizontale de 100 m afin d'être utilisées par le modèle TEB. Elles apportent ainsi une description plus fine des surfaces urbanisées.

3.7 Données d'initialisation et de forçages latéraux

Meso-NH étant un modèle à aire limitée, il est nécessaire d'utiliser des données disponibles sur un plus grand domaine comme conditions limites latérales. Les variables pronostiques doivent également être initialisées au début de la simulation. Dans le cadre de cette thèse, les résultats de différents modèles de prévision numérique du temps sont utilisés comme conditions initiales et latérales pour Meso-NH. Il s'agit du modèle opérationnel à aire limitée de Météo-France AROME, du système de prévision d'ensemble opérationnel AROME-EPS et de l'analyse d'ensemble du modèle global IFS. Ces modèles sont brièvement introduits dans cette section.

3.7.1 Le modèle AROME

AROME (Applications de la Recherche à l'Opérationnel à Méso-Echelle) est le modèle à aire limitée de prévision numérique du temps opérationnel à Météo-France depuis 2008 (Seity *et al.*, 2011; Brousseau *et al.*, 2016). Dédié en grande partie à la prévision des phénomènes météorologiques de fines échelles telles que les orages, les épisodes méditerranéens ou les brouillards, ce modèle à aire limitée fournit 8 prévisions par jour à 51 h d'échéance au maximum. Son domaine couvre une grande partie de l'Europe de l'Ouest en allant du sud de l'Espagne au centre du Royaume-Uni.

Avec une résolution horizontale de 1.3 km et 90 niveaux sur la verticale, AROME est un modèle non-hydrostatique pour lequel la convection profonde est résolue explicitement. AROME a des paramétrisations physiques semblables à celles de Meso-NH avec notamment le schéma de microphysique à un moment ICE3 (Caniaux *et al.*, 1994; Pinty et Jabouille, 1998) et une paramétrisation de la convection peu profonde via le schéma de Pergaud *et al.* (2009). AROME est un modèle spectral qui possède une dynamique contrôlée par un schéma semi-lagrangien, semi-implicite issue et adaptée du noyau dynamique non-hydrostatique du modèle global ALADIN (Bubnová *et al.*, 1995). Les variables pronostiques sont les deux composantes du vent horizontal, la température, le contenu spécifique de la vapeur d'eau, le contenu spécifique de 5 espèces d'hydrométéores (eau nuageuse, eau liquide précipitante, glace primaire, neige et graupel), l'énergie cinétique turbulente unidimensionnelle selon la verticale, la divergence verticale et l'écart de la pres-

sion à l'hydrostatisme. AROME utilise un système d'assimilation variationnelle 3D-VAR (Brousseau *et al.*, 2016) et les conditions aux limites latérales sont fournies par le modèle ARPEGE (Courtier *et al.*, 1991). Le bilan d'énergie de surface est calculé par SURFEX. La version de SURFEX utilisée dans les simulations opérationnelles d'AROME inclut le modèle de canopée urbaine TEB.

Les résultats des simulations opérationnelles d'AROME sont utilisés pour initialiser et forcer latéralement Meso-NH pour la situation du 7 mai 2022 dont l'étude est présentée dans le chapitre 4.

3.7.2 La prévision d'ensemble AROME (AROME-EPS)

Cette thèse a pour but principal d'étudier l'influence de l'urbanisation sur la convection et les orages. Afin de réaliser cela tout en tenant compte des incertitudes de la modélisation, la prévision d'ensemble du modèle AROME (AROME-EPS, Bouttier *et al.*, 2012, 2016) est utilisée pour initialiser et forcer latéralement Meso-NH. AROME-EPS fournit 16 simulations (dit membres), 4 fois par jour jusqu'à une échéance de 51 h au maximum. Les membres d'AROME-EPS emploient le modèle AROME sur le même domaine, mais des perturbations sont ajoutées à chaque membre afin d'ajouter de la dispersion numérique au système. 4 méthodes de perturbation sont utilisées afin de prendre en compte les principales incertitudes :

- Les incertitudes liées à **l'état initial** du modèle. Cet état n'étant pas parfaitement connu, l'utilisation de l'Assimilation d'Ensemble AROME (AEARO) permet d'obtenir un ensemble d'analyses perturbées à partir de perturbations implicites des ébauches et explicites des observations afin d'initialiser le modèle AROME (Raynaud et Bouttier, 2015).
- Les incertitudes de la **modélisation de la surface**. Pour tenir compte des incertitudes liées aux processus de surface qui ne sont pas exactement connues, plusieurs paramètres de SURFEX (indice de végétation, albedo, SST, flux de surface, humidité des sols, etc) sont modifiés afin d'obtenir une estimation de ces incertitudes (Bouttier *et al.*, 2016).
- Les **erreurs des paramétrisations physiques** d'AROME. Bien qu'AROME possède une résolution fine de 1.3 km, celle-ci n'est pas suffisante pour représenter explicitement tous les processus physiques. Afin de prendre en compte les incertitudes liées aux paramétrisations physiques, une perturbation des tendances en provenance des paramétrisations physiques pour le vent, la température et l'humidité spécifique est appliquée (Bouttier *et al.*, 2012).
- Les erreurs liées aux **conditions aux bords du domaine**. Les modèles AROME-EPS et AROME sont des modèles à aire limitée nécessitant un modèle coupleur aux bords. Afin de prendre en compte l'incertitude du choix du modèle coupleur,

une méthode de sélection par classification des membres de la prévision d'ensemble globale PEARP (Descamps *et al.*, 2014) est appliquée. Les détails de cette méthode sont expliqués par Bouttier et Raynaud (2018).

Lors de cette thèse, 15 membres de l'ensemble AROME-EPS sont utilisés pour initialiser et forcer latéralement Meso-NH pour les situations météorologiques de 2022 et 2023. En raison de problèmes techniques sur des bandes de stockage des machines de Météo-France, le 16^{ème} membre de l'ensemble n'a pas pu être récupéré. Pour la situation du 9 juillet 2017, les données de l'ensemble AROME-EPS n'ont pas été sauvegardées par Météo-France et n'ont donc pas pu être utilisées. D'autres simulations ont été récupérées pour initialiser et forcer Meso-NH. Il s'agit des analyses d'ensemble du modèle IFS, qui seront décrites par la suite.

3.7.3 L'analyse d'ensemble IFS

Le modèle IFS (Integrated Forecasting System) est un modèle global de prévision numérique du temps développé et maintenu par le Centre européen pour les prévisions météorologiques à moyen terme (CEPMMT). Il est opérationnel depuis les années 80 et tourne actuellement avec le cycle 48R1 (ECMWF, 2023a,b,c,d). C'est un modèle spectral qui possède une dynamique contrôlée par un schéma semi-lagrangien, semi-implicite comme pour le modèle AROME. La dernière version de l'IFS possède une résolution horizontale d'environ 9 km avec 137 niveaux verticaux. IFS s'appuie sur le modèle ECLand pour représenter les processus de surface, il possède notamment une paramétrisation des surfaces urbaines via un modèle de canopée urbaine simple couche (Boussetta *et al.*, 2021). Ce modèle de canopée urbaine n'a pourtant pas été activé dans les versions de l'IFS qui ont produit les analyses exploitées dans le cadre de cette thèse. Les zones urbaines sont ainsi représentées uniquement comme des zones rurales.

Une version ensembliste du modèle a été développée en parallèle au début des années 90 (Palmer *et al.*, 1993). Actuellement, celle-ci fournit 50 membres de manière opérationnelle deux fois par jour jusqu'à une échéance de 10 jours (ECMWF, 2023e). Les détails de la prise en compte des incertitudes, notamment à l'état initial via l'analyse d'ensemble, sont donnés dans Isaksen *et al.* (2010). Cette analyse d'ensemble fournit actuellement 50 analyses perturbées à l'aide d'un système 4D-VAR (Fisher *et al.*, 2011).

Dans le cadre de la thèse, c'est l'analyse d'ensemble de l'IFS qui est utilisée pour initialiser et forcer latéralement Meso-NH pour la situation du 9 juillet 2017 car ce sont les seules données ensemblistes ayant pu être récupérées pour une situation aussi ancienne. Le cycle de l'IFS utilisé en juillet 2017 est le cycle 43R1 pour lequel uniquement 25 perturbations de l'analyse sont disponibles avec une résolution horizontale de 16 km environ. Afin d'effectuer une étude comparable à celle menée pour les situations convectives plus récentes, 15 membres ont été sélectionnés aléatoirement de l'analyse d'ensemble.

Chapitre 4

Méthode ensembliste pour évaluer l'effet de la ville sur les précipitations

Sommaire

4.1	Résumé de l'article	82
4.2	Article : <i>Urban influence on convective precipitation in the Paris region : hectometric ensemble simulations on a case study</i>	83
4.2.1	Introduction	84
4.2.2	Data and methodology	86
4.2.3	Assessment of the model performance and comparison between URB and NOURB	91
4.2.4	Discussion : role of the urban environment	97
4.2.5	Conclusion	102

4.1 Résumé de l'article

Cet article présente la méthodologie mise en place et les outils utilisés pour étudier numériquement l'impact de l'urbanisation de la région parisienne sur la convection et les précipitations. Un premier cas d'étude est analysé afin de tester cette approche. Ces travaux font suite à l'étude climatologique exposée dans le chapitre 2 qui a mis en évidence l'impact des surfaces urbanisées parisiennes sur l'augmentation de l'occurrence des orages au-dessus et en aval de Paris. Ils viennent également compléter les recherches menées sur d'autres villes à travers le monde, notamment aux États-Unis et en Asie, sur l'urbanisation et son impact sur la convection (Rozoff *et al.*, 2003; Shem et Shepherd, 2009; Zhong et Yang, 2015; Bélair *et al.*, 2018).

Le modèle de recherche Meso-NH a été employé pour cette étude via une configuration à deux domaines imbriqués et centrés sur Paris avec des résolutions horizontales respectives de 1.2 km et 300 m. La résolution la plus fine, de 300 m, a été choisie, car elle permet de décrire de manière fine les processus relatifs au milieu urbain. Le modèle incorpore une version à l'état de l'art du schéma de description des surfaces urbanisées TEB, avec notamment le couplage multi-niveaux entre le modèle de surface et le modèle atmosphérique. Afin d'effectuer des tests de sensibilité à l'urbanisation, deux configurations ont été mises en place. L'une tenant compte des surfaces urbanisées de manière détaillée et l'autre, pour laquelle celles-ci ont été remplacées par la végétation dominante de la région Île-de-France.

La situation météorologique du 7 mai 2022 a été sélectionnée pour cette étude en raison de la formation d'une averse de convection diurne au-dessus de l'agglomération parisienne (chapitre 3). Pour tenir compte des incertitudes numériques liées à la modélisation de ces phénomènes convectifs, les deux configurations de Meso-NH ont été initialisées et forcées aux limites latérales avec un ensemble de simulations issues du système d'ensemble opérationnel à Météo-France AROME-EPS (Bouttier *et al.*, 2016). Cette approche, novatrice dans l'étude des interactions entre les processus urbains et la convection à l'échelle hectométrique, a permis de tenir compte de l'ensemble des incertitudes de modélisation (erreur sur l'état initial, de surface, des conditions aux bords et de paramétrisation). Deux ensembles de 16 membres chacun ont ainsi pu être réalisés, l'un contenant une description fine des surfaces urbanisées (ensemble URB) et l'autre ayant uniquement de la végétation à la place des villes (ensemble NOURB).

Une première partie de l'article est dédiée à l'évaluation de l'ensemble URB à 300 m de résolution, considéré comme le plus réaliste, avec les observations des stations météorologiques et du réseau radar contenus dans le domaine des simulations. L'ensemble a été évalué sur sa représentation de la température et l'humidité spécifique à 2 m, du vent à 10 m, des précipitations accumulées dans la zone et du profil vertical de température potentielle sur le site de Trappes, à l'ouest de Paris. Une forte variabilité est constatée

entre les simulations pour les variables considérées, et celles-ci ont tendance à simuler trop de précipitations. Néanmoins, plusieurs membres de l'ensemble simulent l'initiation de l'averse diurne sur l'agglomération parisienne.

Afin d'utiliser une méthode rigoureuse de quantification de l'effet urbain sur les précipitations, l'étude s'est ensuite appuyée sur les recommandations formulées par Liu et Niyogi (2019). Plusieurs secteurs ont été définis en amont, en aval et au-dessus de l'agglomération parisienne afin de quantifier les différences de plusieurs variables météorologiques dans chacune des zones entre les ensembles URB et NOURB. Cela a permis d'évaluer les différences de précipitations accumulées sur 6 h entre les deux ensembles. Les résultats révèlent une augmentation de la quantité de précipitations accumulées sur 6 h au-dessus de l'agglomération parisienne lorsque l'urbanisation est prise en compte. En moyenne, cette augmentation est de 70%. Certains membres de l'ensemble URB simulent une initiation de la convection au-dessus de Paris, contrairement aux membres de l'ensemble NOURB. Des tests statistiques, tels que le test de Wilcoxon et le bootstrapping, ont été appliqués à ces résultats. Ils ont permis de valider la significativité de l'augmentation des cumuls pour l'ensemble URB, illustrant ainsi l'effet de l'agglomération parisienne sur les précipitations. Ces résultats soulignent l'importance de prendre en compte l'urbanisation dans les modèles de prévision météorologique pour améliorer la précision des prévisions de précipitations, en particulier dans les zones urbaines densément peuplées telles que Paris.

L'analyse de processus a été menée en comparant plusieurs variables dans le secteur au-dessus de la ville, la zone la plus concernée par l'augmentation des précipitations. Les comparaisons de flux de chaleur sensible entre URB et NOURB sur la période précédant l'occurrence des précipitations ont montré un renforcement de celui-ci de plusieurs dizaines de $W m^{-2}$ lorsque la ville est considérée. Cette intensification a pour conséquence d'augmenter les surfaces concernées par des vitesses verticales supérieures $0.1 m s^{-1}$ en basses couches pour l'ensemble URB, ainsi que d'accroître la hauteur de la couche limite au-dessus de Paris. L'examen du contenu total en hydrométéores (liquide et solide) intégré sur la verticale a permis de voir qu'une quantité plus importante d'eau condensée est disponible au-dessus de la zone urbanisée, entraînant ainsi un renforcement des précipitations au-dessus de l'agglomération parisienne dans cette situation.

Les travaux résumés précédemment ont fait l'objet d'un article publié dans la revue *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. Celui-ci est inclus ci-dessous.

4.2 Article : *Urban influence on convective precipitation in the Paris region : hectometric ensemble simulations on a case study*

RESEARCH ARTICLE

Urban influence on convective precipitation in the Paris region: Hectometric ensemble simulations in a case study

Arnaud Forster  | Clotilde Augros | Valéry MassonCNRM, Université de Toulouse,
Météo-France, CNRS, Toulouse, France**Correspondence**Arnaud Forster, CNRM, Université de
Toulouse, Météo-France, CNRS, Toulouse,
France.Email: arnaud.forster@meteo.fr**Abstract**

The purpose of this study is to investigate the influence of the urban environment of the Paris region on an isolated convective cell that formed downwind of the city on May 7, 2022, using the Meso-NH research atmospheric model at a horizontal scale of 300 m. To account for all sources of forecast uncertainty, the initial and lateral boundary conditions of the simulations are provided by an ensemble prediction system. A multi-layer urban scheme is used to represent the influence of buildings on the airflow accurately. Two sets of ensemble simulations are performed: the first set (URB) uses a fine-scale surface description of the city, while the second set (NOURB) replaces urban surfaces with vegetation. This sensitivity test shows that, despite the high variability of simulated precipitation within the ensemble, the city of Paris plays a statistically significant role in the initiation of convection in this case. Convective cells are initiated over the city for several members of the URB ensemble, while almost no precipitation is simulated for the same members of the NOURB ensemble. The mean 6-h rainfall accumulation of the URB ensemble is increased by 70% over Paris (compared with the NOURB ensemble) and no statistically significant trend is found around the city. The analysis reveals that the capital experiences a higher sensible heat flux due to drier and warmer air, resulting in enhanced vertical velocities and an increase in boundary-layer height in the URB ensemble. Additionally, the total water content and cloud fraction over Paris are intensified, leading to more precipitation. These findings suggest that urbanisation has a notable impact on convection and precipitation processes in this case.

KEYWORDS

ensemble simulations, precipitation, urban meteorology

1 | INTRODUCTION

Over the past few decades, the world's population has grown rapidly and, as of 2022, the Earth is home to more than eight billion people (UN, 2022). At the same time, many countries around the world have experienced a strong migration from rural to urban areas, resulting in a

higher population density in cities, which cover less than 3% of the Earth's land surface but host more than half of the world's population (Grimm *et al.*, 2008). Because of their population growth, cities are constantly evolving and attracting more and more activities such as administration, business, or industry. This combination of human activities and infrastructure changes in the context of climate

change makes cities more and more vulnerable to weather hazards (Masson *et al.*, 2020). To anticipate and mitigate the consequences of climate change, it is essential to understand meteorological processes and interactions between the urban surface and the atmosphere (Barlow *et al.*, 2017; Hidalgo *et al.*, 2018).

Through the process of urbanisation (Douglas, 1983), many studies have shown that the urban environment has an impact on the local and regional climate. One of the main mechanisms of these effects is the well-known urban heat island (UHI) effect, which can alter the street canyon temperature and make urban areas warmer than the surrounding areas (Bornstein & Lin, 2000; Oke, 1973; Tan *et al.*, 2009). Cities can also locally affect the wind speed and atmospheric circulation (Bélair *et al.*, 2018; Lemonsu & Masson, 2002; Leroyer *et al.*, 2014) and the structure of the boundary layer (Niyogi *et al.*, 2011; Varentsov *et al.*, 2018), which can sometimes lead to cloud persistence over a city (Theeuwes *et al.*, 2019).

While these effects are well studied and understood, questions remain about the interactions between urban environments and precipitation. Despite the assumption that precipitation can be modified by cities, ongoing research has not reached a consensus regarding the influence of cities on the structure, amount, and frequency of precipitation passing over or around them (Liu & Niyogi, 2019). In fact, due to the diversity of cities in terms of morphology, size, and location, the results obtained for a specific city cannot necessarily be generalized to other cities around the world. At the same time, the variability of precipitation situations, such as thunderstorms (Bélair *et al.*, 2018), cyclones (Zhang *et al.*, 2018), or large-scale stratiform events (Luo *et al.*, 2022) that may pass over a city complicates the objective analysis of interactions between cities and precipitation (Liu & Niyogi, 2019).

More than one century ago, Horton (1921) hypothesized that a large city, such as Albany or Providence in the United States, could affect precipitation. Later, in the second half of the century, Horton's hypothesis was confirmed by several studies based on the Metropolitan Meteorological Experiment (METROMEX: Changnon *et al.*, 1977) conducted in Saint Louis in the 1970s. These studies highlighted an increase in rainfall accumulation of up to 15% downwind of large cities in the United States (Huff & Changnon, 1973). More recently, there has been a rapid increase in the number of studies looking at the impact of cities on precipitation and the mechanisms involved. In a comprehensive analysis of over 400 articles on this subject, Liu and Niyogi (2019) identified general patterns in precipitation changes around urban areas: in the downwind region of the city, there is an increase in rainfall accumulation of up to 18% on average and up to 16% over the city. This is shown by case studies such as that of Shem and

Shepherd (2009), who found an increase of up to 13% in precipitation accumulation downwind, as well as climatological studies like the one of Kingfield *et al.* (2018), who showed through a radar-based analysis that megacities can increase precipitation by up to 50%.

Many investigations have been conducted to understand the urban-induced processes that alter precipitation patterns and occasionally influence thunderstorm formation. Most of them emphasize an obvious influence of the UHI, which can intensify convective activity during the day (Bornstein & Lin, 2000; Shem & Shepherd, 2009). Some others pointed out that the change in boundary-layer height over urban areas due to an increase in sensible heat flux can enhance turbulence and instability over the city (Chen *et al.*, 2011; Guo *et al.*, 2006; Shimadera *et al.*, 2015; Zhong & Yang, 2015). At the same time, the expansion of built-up areas strengthens surface roughness, commonly referred to as the building barrier effect (Bornstein & Lin, 2000), and often leads to a decrease in upwind and an increase in downwind surface winds (Guo *et al.*, 2006; Niyogi *et al.*, 2006). Studies have also considered the concentration of urban aerosols above the surface, which are increased by cities and may enhance the electrification of clouds already formed over cities (Williams *et al.*, 1999).

While all of these processes are well understood individually, studying their interactions proves to be more challenging, as their combined effects can enhance or reduce rainfall accumulation. This complexity requires the use of a rigorous methodology to accurately distinguish and isolate random processes from clear trends in the urban influence on precipitation (Liu & Niyogi, 2019; Stewart & Oke, 2012). In the literature, this impact of urbanisation is quantified using either a climatological or a modelling approach. From a climatological perspective, storms, precipitation, or lightning strikes are compared in urban areas and the surrounding rural areas (Manola *et al.*, 2020). In contrast, studies carried out with atmospheric numerical models analyse single cases (Bélair *et al.*, 2018; Ryu *et al.*, 2016) or multiple cases (Shem & Shepherd, 2009; Varentsov *et al.*, 2018) where the precipitation is assumed to be modified by the city. The modelling approach is a useful tool for studying different processes at a fine scale, down to 1-km horizontal resolution in the most recent studies (Falga & Wang, 2024; Platonov *et al.*, 2024). This allows the use of surface sensitivity tests or atmospheric diagnostics, which help us to understand surface-atmosphere interactions and dynamical or physical processes involved in precipitation modification.

However, numerical weather prediction models are subject to various uncertainties, which impair the predictability of small-scale phenomena such as thunderstorms. In the last decade, significant progress has been made through the use of convection-permitting

ensemble prediction systems (EPS: Frogner *et al.*, 2019). These ensembles are used by operational weather forecast centres worldwide—such as Weather Research and Forecasting (WRF)-based ensembles in the United States (Berner *et al.*, 2011), Met Office Global and Regional Ensemble Prediction System (MOGREPS) in the United Kingdom (Hagelin *et al.*, 2017), and Application of Research to Operations at Mesoscale-Ensemble Prediction System (AROME-EPS) in France (Bouttier *et al.*, 2016). They integrate perturbations in both initial and surface conditions, as well as the physics parameterisation. These prediction tools are particularly valuable in the study of convective precipitation events and their interactions with urban environments, a domain characterised by inherently low predictability. Two recent studies focusing on Asian cities have investigated the interactions between the urban environment and the atmosphere using ensemble simulations, with and without urban surface descriptions (Luo *et al.*, 2022; Zhong & Yang, 2015). Their ensembles consisted of different physical parameterisations, with combinations of radiation, microphysics, and atmospheric boundary-layer schemes. However, they did not account for errors in initial conditions, surface modelling uncertainties, or errors in large-scale boundary conditions. In this study, urban rainfall interactions are investigated using ensemble simulations considering many sources of uncertainties in the forecast: initial and lateral boundary conditions as well as physics and surface parameterisations. To achieve this, two sets of ensembles of simulations (with and without urban description) were conducted with the Meso-NH research model, at a 300-m horizontal resolution (Lac *et al.*, 2018). The initial and lateral boundary conditions were derived from the Météo-France ensemble prediction system, AROME-EPS. An additional pair of Meso-NH simulations was also performed using the analysis of the AROME-France numerical weather prediction (Seity *et al.*, 2011).

The study focuses on the city of Paris, as it is part of the Research and Demonstration Project for the Paris 2024 Olympic Games (RDP, 2020), which aims at advancing meteorological research in order to prepare future 100-m resolution weather forecasting systems for urban areas. In this article, one of the cases selected by the Paris 2024 RDP community is investigated in detail. The study of the interactions between the city of Paris and precipitation using a modelling approach is also valuable because it complements recent climatological studies. For instance, Coquillat *et al.* (2012) suggested an influence of the urban environment of Paris on thunderstorm and lightning activity, with an increase in the number of days with lightning strikes over and downwind of the city (based on 12 years of data). A few years later, Le Roy *et al.* (2020) developed a methodology to analyse rainfall accumulation

and showed an increase of almost 30% in summer rainfall downwind of Paris.

The layout of this article is as follows: Section 2 describes the data and the methodology used to investigate Paris's influence on precipitation. Section 3 compares the results of ensemble simulations with observations and shows the differences between set of ensembles with and without urban description. Section 4 highlights the main processes related to rainfall modification in this situation. Finally, conclusions and perspectives are given in Section 5.

2 | DATA AND METHODOLOGY

2.1 | Selected case: motivations and overview

On May 7, 2022, an isolated convective cell formed south of Paris, producing up to 30 mm of precipitation within 2 h. Forecasters in Paris reported this meteorological event due to the north flow over Paris and the initiation of convection in the southern part of the city (i.e., downwind), which led them to assume the capital's influence on it. Although not extreme, this weather situation over the Paris region is an interesting case study to evaluate the influence of the urban environment on atmospheric convection and help us understand the related processes.

The city of Paris is characterised by its location along the Seine River, surrounded by hills with a maximum height of 350 m. Due to its distance from the sea, Paris experiences a modified oceanic climate, with frequent and generally mild precipitation, resulting in relatively warm summers (20.1°C) and mild winters (5.8°C), averaged over the period 1991–2020 at the Paris–Montsouris station. The climate and location of the city make it an ideal place to study the effects of urbanisation on precipitation without the influence of other geographical features such as mountains or seas (Bélaïr *et al.*, 2018; Song *et al.*, 2014).

This case study took place in spring, a season known for frequent rainfall and temperatures ranging from 10–20°C. On the day in question, the temperature at the Paris–Montsouris weather station was recorded as 10°C in the morning and 22°C in the afternoon. The synoptic situation was characterised by an anticyclone centred over the United Kingdom and a weak northerly flow over the Paris region. During the day, a cyclonic anomaly at 500 hPa moved from the Benelux to central France, causing a slight instability over the Paris region. Due to the high pressure remaining in the lower levels, with 1024 hPa observed at Paris–Montsouris at 1200 UTC, only a few convective cells developed over northern France, and one of them formed directly downwind of the city of Paris. This is illustrated

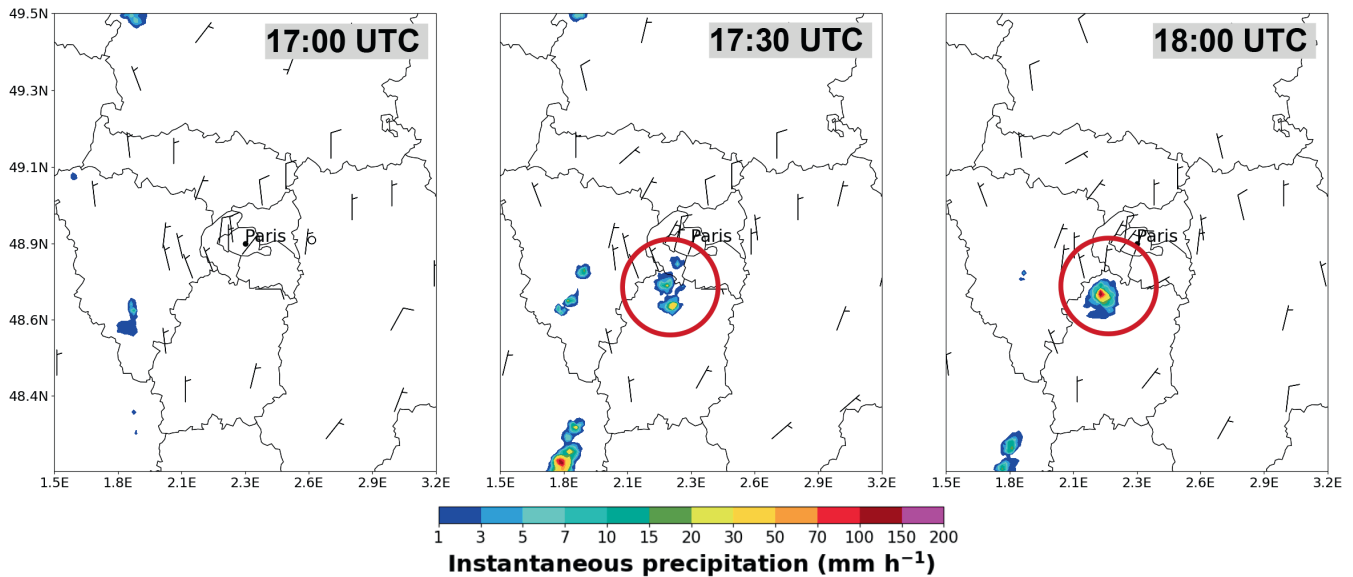


FIGURE 1 Instantaneous precipitation derived from the operational base radar reflectivity composite (see description in Ventura and Tabary (2013)) observed over Paris region at 1700, 1730 and 1800 UTC. The circle encompasses the thunderstorm initiation directly over and downwind of the city of Paris. The barbs indicate the wind speed and direction at 10 m based on Météo-France operational weather stations. [Colour figure can be viewed at wileyonlinelibrary.com]

in Figure 1, with the instantaneous precipitation at 1700, 1730, and 1800 UTC and wind barbs indicating a northerly flow over Paris. A convective cell was initiated directly in the southern region of Paris and reached high intensity, with more than $70 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ of precipitation at 1800 UTC. The precipitation accumulation analysed between 1200 and 1800 UTC (14–20 h local time) shows up to 30 mm (Figure 5) in the southern region of Paris.

2.2 | Model description

To investigate the role of the Paris urban environment in this convective case, a numerical study was carried out using the Meso-NH French non-hydrostatic mesoscale numerical model (Lac *et al.*, 2018). This model has been used extensively to study convection in recent years (Dauhut *et al.*, 2015; Mandement & Caumont, 2021; Nuissier *et al.*, 2020).

The simulation experiment uses a two-way interactive grid nesting with two domains on a limited area centred on Paris (see Figure 2). The parent domain has a 1.2-km horizontal mesh grid with a size of $480 \text{ km} \times 480 \text{ km}$, while the child domain is a square of $240 \text{ km} \times 240 \text{ km}$ with 300-m horizontal resolution. The coarsest domain, which covers the northern region of France, is sufficiently large for the flow and convection to adjust to the 1.2-km mesh before it reaches the child domain. The Gal-Chen and Somerville (1975) height-based vertical coordinate is used for both domain with 90 stretched vertical levels. The

first level is at 2 m and 27 levels are available between 2 and 980 m, allowing a fine description of the boundary layer. The top of the model is at 25 km, and over 15 km (the last seven levels) Rayleigh damping is applied progressively to the perturbations of the wind components and thermodynamic variables with respect to their large-scale values. This helps to prevent spurious reflections from the upper boundary. It has a maximum value of 0.001 s^{-1} at the top of the upper absorbing layer.

The wind transport by itself is represented by the fifth-order weighted essentially non-oscillatory (WENO) scheme (Shu & Osher, 1988) combined with a fourth-order Runge–Kutta time-splitting scheme (Lunet *et al.*, 2017) for the other discretisation. The transport scheme used for meteorological (temperature, water content, and turbulent kinetic energy) and scalar variables is a monotonic version of the piecewise parabolic method. These schemes are used identically for both domains. The model time step is 15 s for the coarsest grid and 7.5 s for the finest one. These small time steps are needed to keep the model stable through the different advection schemes. To improve this stability, according to Wang and Spiteri (2007), the time step in the model is divided by 2 when the Courant–Friedrichs–Lewy (CFL) number is higher than 0.6.

In terms of physical parameterisation, the Rapid Radiation Transfer Model (Mlawer *et al.*, 1997) is used for the longwave radiation scheme, while the shortwave scheme is based on the Fouquart and Bonnel (1980) method. Full radiation calculations are performed every five minutes

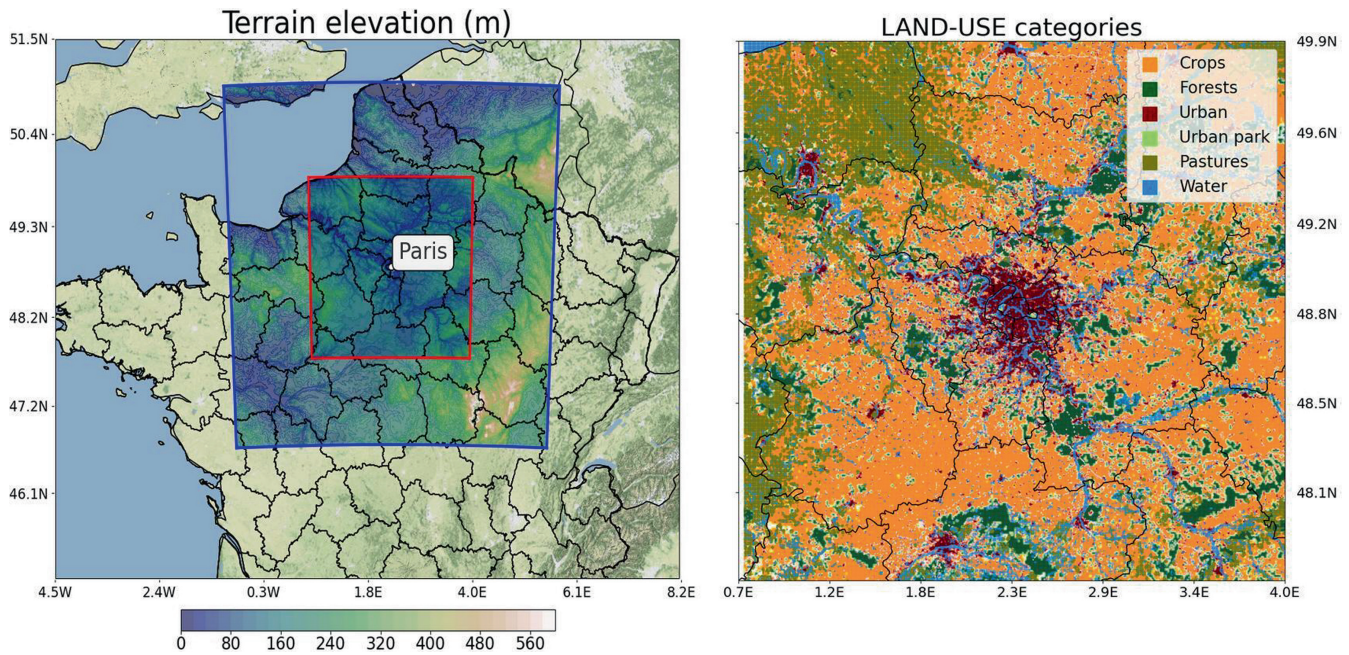


FIGURE 2 On the left is the terrain elevation for the two nested domains of Meso-NH used to compute the simulations. The largest domain has a horizontal resolution of 1.2 km and the smallest has a resolution of 300 m. The background of the outer surface for the left panel is provided by OpenStreetMap contributors. The land-use categories in the Paris region are shown in the right panel. The densely urbanised area of Paris is shown in the centre of the map. [Colour figure can be viewed at wileyonlinelibrary.com]

to reduce the cost of the simulation. The aerosol distribution is extracted from the Tegen climatology (Tegen *et al.*, 1997), a database with a horizontal resolution of $4^\circ \times 5^\circ$, and is not surface-dependent. The microphysical scheme used here is a one moment bulk cloud microphysical scheme with three ice categories called ICE3 (Caniaux *et al.*, 1994; Pinty & Jabouille, 1998). The prognostic equations predict the mixing ratios of three solid (ice crystal, snow, and graupel) and two liquid (cloud droplets and raindrops) hydrometeors. A subgrid cloud condensation scheme is also used for the parent domain to allow partial cloudiness of a grid box, providing a cloud fraction to the radiation scheme cited above.

For the turbulence, a one-dimensional parameterisation is used in the parent domain (Cuxart *et al.*, 2000). Shallow convection and dry thermals are parameterised using a mass flux formulation, as described in Pergaud *et al.* (2009). In contrast, the child domain is assumed to be in the near-grey zone, where most turbulence is resolved (Honnert *et al.*, 2020). For the remaining local turbulence, a 3D turbulence parameterisation is activated. Shallow convection is assumed to be resolved explicitly, and the scheme is switched off. The model uses a mixing length adapted to every scale (mesoscale, grey zone, near-grey zone and LES) to close the equations and parameterise the remaining subgrid turbulence (Honnert *et al.*, 2021). This mixing length tends towards the one implemented by Rodier *et al.* (2017) for the coarsest domain, and is

proportional to the horizontal grid cell size for the finest domain.

The SURface EXternalised (SURFEX) model is used to simulate the Earth's surface and its interactions with the atmosphere (Masson *et al.*, 2013). It is designed to describe surface fluxes and their evolution for four types of surface: nature, lake, ocean, and city. To account for surface heterogeneity, each grid mesh is divided into four main tiles. At each time step, Meso-NH is coupled with SURFEX and several variables such as potential temperature, mixing ratio, or radiation are given from the first level of Meso-NH to each mesh grid of SURFEX. In return, SURFEX calculates the momentum, sensible and heat fluxes, aerosols and other variables, and returns them to Meso-NH, averaged over the four tiles.

Each tile uses a specific scheme developed in SURFEX to simulate the different fluxes over each surface. For the ocean tile, the Coupled Ocean-Atmosphere Response Experiment version 3 (COARE 3.0) parameterisation (Fairall *et al.*, 2003) is implemented to represent the sea-surface fluxes. The fluxes at the air-water interface over a lake in SURFEX are calculated in a relatively simple way, based on the calculation of roughness length from the Charnock (1955) formula and the parameterisation of Louis (1979) for the turbulent fluxes using a constant surface temperature of the water throughout the simulation. Regarding the natural tile, the Interaction between Soil-BiosphereAtmosphere (ISBA) scheme is

activated with an explicit multi-layer soil approach (Boone *et al.*, 2000; Decharme *et al.*, 2011). This approach allows the soil column to be divided into a certain number of layers, the default discretisation being 14 layers for a depth of 12 m. Finally, the Town Energy Balance (TEB) multi-layer scheme is implemented over the urban tile (Masson, 2000; Schoetter *et al.*, 2020). With this new configuration, the buildings are immersed in the Meso-NH atmospheric model. This approach improves the model's results for near-surface air temperature, wind, and relative humidity.

Land-cover data are provided by the Ecoclimap-I Land Cover database (Masson *et al.*, 2003) at 1-km horizontal resolution for the parent domain. This database, which gathers more than 215 ecosystems, is used in weather and climate models to define the fractions of different surfaces present in the simulation domain (water, lakes, forests, crops, etc.) and to compute the parameters needed for surface models. The representation of the land cover in the parent domain is shown in Figure 2, with the different land-use categories. For the child domain, open street map data (OpenStreetMap, 2021) are computed using the geoclimate tool (Bocher *et al.*, 2021). They have a horizontal resolution of 100 m and provide accurate descriptions of building heights, building densities, and vegetation heights.

2.3 | Design of the ensemble of simulations

As mentioned in the introduction, to evaluate the robustness of the results regarding the urban influence on rainfall accumulation, it is necessary to assess the uncertainties in modelling convective events. The study is based on an ensemble of 16 simulations with urban surface descriptions and 16 without. 15 of them are initialised and forced by the ensemble prediction system of Météo-France, AROME-EPS (Bouttier *et al.*, 2016), and one simulation is initialised and forced by the analysis of the AROME-France operational model (Brousseau *et al.*, 2016; Seity *et al.*, 2011), as explained in the following subsection. These ensembles are designed to represent the major sources of uncertainty in the numerical simulation process.

2.3.1 | Input data for Meso-NH

AROME-EPS is an ensemble based on the AROME-France numerical weather prediction system, with a horizontal resolution of 1.3 km and 90 vertical levels. The ensemble has 16 members and is initialised four times a day at 0300, 0900, 1500, and 2100 UTC with lead times up

to 51 h. Each member is initiated by an ensemble data assimilation method built from explicit perturbations of the observations (Raynaud & Bouttier, 2015). The lateral boundary conditions are given by a subset of the Prévision d'Ensemble Arpège (PEARP) members, the global ensemble prediction system used at Météo-France (Descamps *et al.*, 2014). The PEARP members used for the lateral boundary conditions are selected by a clustering algorithm (Bouttier & Raynaud, 2018). The model error is represented by a stochastic perturbation of the physical tendencies described in Bouttier *et al.* (2012). Surface conditions are perturbed by an autocorrelated random modification of various aspects of the SURFEX surface model (Bouttier *et al.*, 2016).

For this experiment, the ensemble simulations start on May 7 at 0900 UTC and run for 15 h until May 8 at 0000 UTC. The parent model's initial and lateral boundary conditions are provided by 15 members of the 0900 UTC run of AROME-EPS every 3 h, with a horizontal resolution of 1.3 km. Additionally, Meso-NH is initialised on May 7 at 1200 UTC and forced every 3 h with the AROME analysis at 1.3-km horizontal resolution. This simulation is referred to as ARO12 in this article. It should be noted that the spin-up of the simulations was not ideal. However, the convective cells occurred around 1700 UTC over Paris, which is 5–8 h after the initialisation of the simulations. The use of forcing files at 1.3 km for Meso-NH helped the simulations reach equilibrium faster, reducing the spin-up time. The simulations support this statement, as ARO12 and most members of the ensemble demonstrated reasonable performance in simulating convective precipitation during the afternoon.

2.3.2 | Twin experiment: URB and NOURB ensembles

The objective of this twin experiment is to assess the potential impact of the Paris region on a typical day of diurnal convection. One approach to achieve this goal is to replace the urban scheme with the surrounding vegetation (Bélair *et al.*, 2018; Luo *et al.*, 2022; Shem & Shepherd, 2009). In these studies, the city is removed at the beginning of the simulations, with the surface description modified manually by the authors and replaced with the most common land type in the vicinity. In our case, we used a different approach, with two configurations of the Meso-NH model. The first configuration, referred to as URB, includes all the urban features described above and provides a detailed representation of the urban environment using different datasets. The second configuration, named NOURB, differs slightly from the method used in the aforementioned studies to ensure greater continuity with the files

used to initialise the model. Indeed, as described by Seity *et al.* (2011), AROME uses the TEB scheme to describe the city. This implies flux modification over the urban areas, such as an increase of sensible heat flux. To prevent excessive contrast in surface variables between the initialisation files and the NOURB simulations in the first time steps, the urban fraction is removed gradually over the first 2 h of simulations. The removed urban fraction is immediately replaced by an equivalent fraction of natural vegetation. This method allowed us to simulate the effect of replacing the city with vegetation on the surface fluxes, as described below:

$$\mathcal{F} = f_n \mathcal{F}_n + f_l \mathcal{F}_l + f_t \mathcal{F}_t + f_s \mathcal{F}_s, \quad (1)$$

$$\begin{cases} f_t & \rightarrow & 0, \\ f_n & \rightarrow & f_n + f_t, \end{cases} \quad (2)$$

where \mathcal{F} is the total flux in the grid cell, $f_{n,l,t,s}$ are the fractions of tile types nature, lake, town, and sea, and $\mathcal{F}_{n,l,t,s}$ are the fluxes issued from the nature, lake, town, and sea schemes.

In this experiment, the urban fraction is divided by 1000 over the first 2 h of the simulations. After this replacement, the SURFEX model automatically interpolates grid points of natural cover in order to ensure a coherent natural surface cover over the Paris region. This results in a replacement of the urban surface by approximately 40% grass, 40% deciduous temperate broadleaf trees, and 20% crop fields.

Based on these two configurations, the URB ensemble is made by initiating and forcing the URB configuration with the 15 members of AROME-EPS and the analysis of AROME-France. The NOURB ensemble is made by forcing the NOURB configuration with the same members. In the following sections, the URB ensemble will be called URB and the NOURB ensemble will be referred to as NOURB. A particular member x of the URB or NOURB ensemble will be referred to as mbx -URB or mbx -NOURB.

2.4 | Precipitation analysis methodology

The present study aims to evaluate the influence of the Paris metropolitan area on convective rainfall events using an ensemble analysis approach. Due to the extensive data involved, including 32 simulations, an automated method is necessary to compare the ensembles effectively and conduct a comprehensive statistical analysis of the outcomes. To meet this requirement, a new method has been developed for the Paris region, which could be extended to other large cities in the world. This method involves

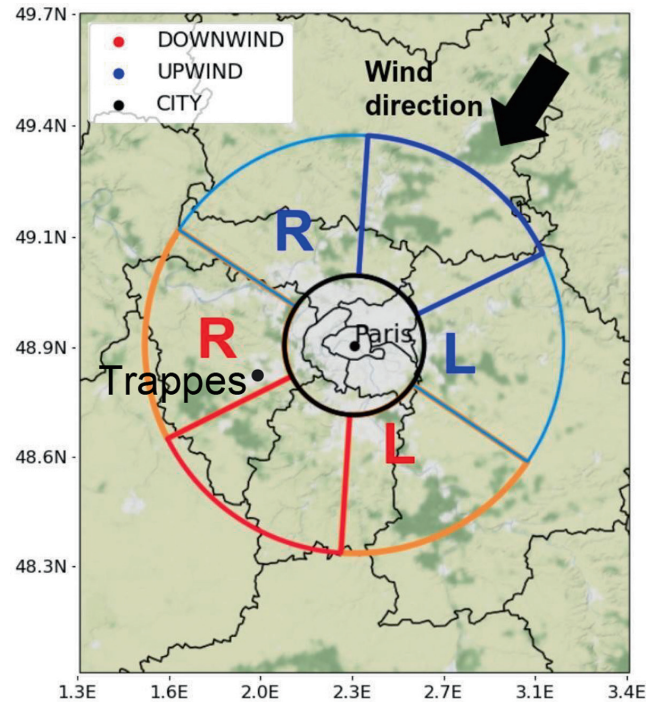


FIGURE 3 Map of the seven sectors defined for precipitation and variable analysis. Their orientation depends on the mean wind direction in the largest circle. The sectors with the letters “R” and “L” indicate the left and right downwind (resp. upwind) sectors along the sides of the city. The city sector is represented by the small black circle. [Colour figure can be viewed at [wileyonlinelibrary.com](https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/qj.4749)]

the evaluation of different variables, such as precipitation accumulation, temperature, humidity, and fluxes in different sectors both within and around Paris (see Figure 3).

To understand the influence of cities on precipitation in different regions, including upwind, downwind, and over the city, we focused on the area around Paris and divided it into seven distinct sectors. Each sector was analysed for precipitation accumulation and other variables within the upwind, downwind, and over the city sectors. As shown in Figure 3, the small black circle with a radius of 20 km covers the densely urbanised part of the region and represents the city sector. In addition, six other sectors were defined, each with an angle of 60°, extending from 20–60 km from the centre of Paris. These sectors were designed on the basis of previous studies (Le Roy *et al.*, 2020; Lorenz *et al.*, 2019), ensuring that their length (60-km radius) was sufficient to capture the influence of the city in its surroundings. The two primary sectors are the upwind sector, shown in blue, and the downwind sector, shown in red. Four additional sectors were created around these primary sectors to assess the potential impact of the city on its lateral sides depending on the wind direction. These additional sectors are referred to as the upwind left, upwind right, downwind left, and downwind right sectors.

To determine the optimal orientation of the upwind and downwind sectors, we relied on the synoptic flow data over the study area for a given time period. For each simulation, the wind orientation (based on the averaged wind between 1500 and 3000 m) at each grid point within the large circle encompassing the seven defined sectors was used to calculate the prevailing winds during the specified period. For example, in our analysis, we focused on the 6-h rainfall accumulation to assess the influence of Paris on convective rainfall events. To do this, we calculated the average wind direction during the same 6-h period used for the precipitation accumulation to determine the orientations of the upwind and downwind sectors.

3 | ASSESSMENT OF THE MODEL PERFORMANCE AND COMPARISON BETWEEN URB AND NOURB ENSEMBLES

3.1 | Evaluation of the model performance

In this section, the simulations of the URB ensemble at 300-m horizontal resolution are first evaluated against the observations. Statistical analyses are performed to compare the URB ensemble mean and the ARO12-URB simulation with observations from the automatic operational weather stations of Météo-France for the following parameters: 2-m air temperature (149 stations), 2-m specific humidity (21 stations), and surface wind speed at 10 m (64 stations). We computed box plots of the simulation–observation differences by extracting the ensemble mean (and the ARO12-URB simulation) at the location of each weather station in the child domain at 300-m resolution (small box in Figure 2). The box plots are displayed every hour between 1200 and 2100 UTC (see Figure 4a–c). These times were chosen because they represent the weather situation before, during, and after the initiation of convection over Paris.

The temperature at the beginning of the simulations is captured well by the URB ensemble, with almost no difference between the ensemble mean and the observations on average at 1200 UTC. Figure 4a shows that the ensemble generally has a cool air-temperature bias (about 1°C) in the afternoon and a small warm bias (less than 1°C) in the evening. ARO12-URB shows initial temperature differences at 1200 UTC, with lower temperatures than the observations, which could be explained by the spin-up time needed to get a more realistic feature of the atmosphere, and we can see that this is quickly corrected by the model with a small warm bias after 1300 UTC and

globally good forecast accuracy in the afternoon. A warm bias is then simulated by ARO12-URB in the evening, like the one for the URB ensemble. We also note that a large spread is simulated by ARO12-URB and the ensemble in the afternoon. This can be attributed to the onset of diurnal convective precipitation in some parts of the domain in the early afternoon, leading to a temperature decrease under the modelled precipitation that is not necessarily collocated with the observed precipitation (not shown).

The specific humidity, Figure 4b, is underestimated slightly in the early afternoon for the URB ensemble and ARO12-URB. Later, in the afternoon, the bias becomes slightly positive for the ensemble, with an overestimation of humidity of about 0.8 g·kg⁻¹ on average at 1600 and 1700 UTC. At the same time, ARO12-URB shows better forecasts of the specific humidity, with the mean of the distribution close to 0 g·kg⁻¹ difference. In the late afternoon and evening, both the ensemble and ARO12-URB are slightly too humid compared with observations. We also found in Figure 4b that the variability within the simulations at the observing sites is larger in the afternoon, as for temperature. This is due mainly to diurnal convection leading to precipitation in some parts of the domain (either in the simulations or in the observations), which increases the specific humidity locally. The wind speed is simulated well by both the ensemble mean and ARO12-URB. Throughout all time steps, the simulations show a small positive bias, with a median difference of 1 m·s⁻¹ in the afternoon and less than 1 m·s⁻¹ in the evening.

To visualise the performance of the 300-m simulations in forecasting precipitation timing and intensity, we calculated the proportion of the child domain where the hourly rainfall accumulation for the URB ensemble and ARO12-URB is over 1 mm (see Figure 4d). This was compared with the fraction observed from the ANalyse spaTiaLisée hOraire des PrEcipitations (ANTILOPE) quantitative precipitation estimate (QPE) algorithm (Laurantin, 2013). This algorithm combines rain-gauge network and radar measurements to spatialise rainfall accumulation with a horizontal resolution of 1 km. The simulations were interpolated to the ANTILOPE grid to compare the results at each point of the domain every hour between 1200 and 2100 UTC. It should be noted that the hourly rainfall accumulation for ARO12-URB is not available at 1200 UTC due to the simulation starting at that time. In Figure 4d, we see a clear overestimation of the proportion of the domain with hourly rainfall over 1 mm for the simulations, especially in the early afternoon, for the URB ensemble and slightly less for ARO12-URB. The observations indicate that the precipitation on this day was confined to a small part of the domain, as no more than 2% of the child domain is covered with hourly rainfall over 1 mm. Although the difference between simulations and

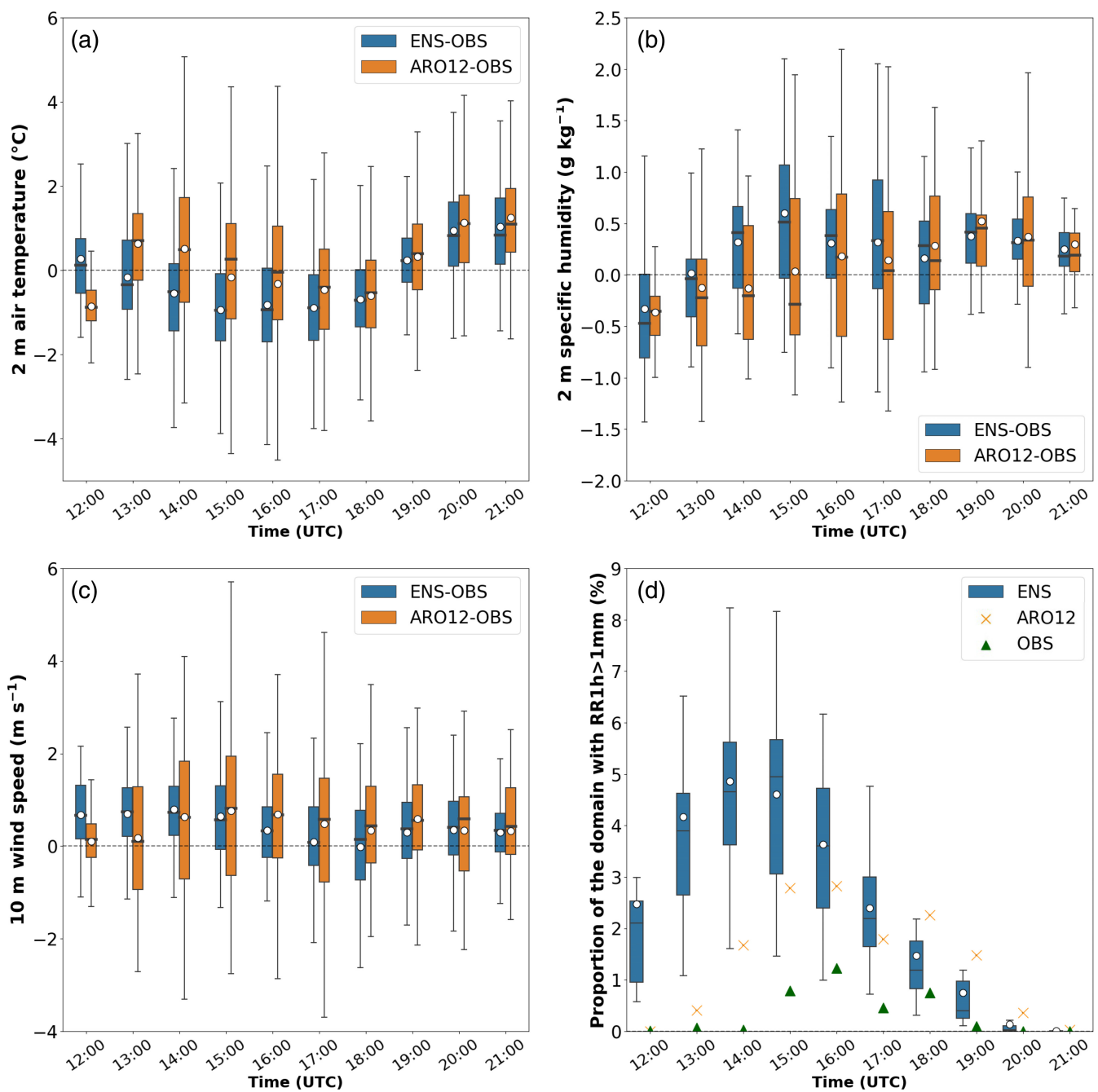


FIGURE 4 Box plots of the differences between the URB ensemble mean and observations (called ENS-OBS) and ARO12-URB and observations (called ARO12-OBS) at each weather station location within the 300-m resolution child domain for (a) 2-m air temperature, (b) 2-m specific humidity, and (c) 10 m wind speed. Box plots are shown every hour from 1200–2100 UTC and the mean of the distribution is represented with a white circle. (d) Comparison between the URB ensemble, ARO12-URB, and the ANTILOPE observations of the proportion of the child domain (in %) where hourly rainfall accumulation is over 1 mm. The data are compared on the ANTILOPE grid. The dispersion of the 15 members of the URB ensemble is represented by the box plots (called ENS) at each hour, and the crosses (resp. triangles) correspond to the values for ARO12-URB (resp. ANTILOPE observations). [Colour figure can be viewed at wileyonlinelibrary.com]

observations is large on the graph, it only reaches a maximum of 5% between the URB mean and observations on this day, at 1400 UTC. This seems reasonable, when one considers the small fraction of the domain concerned with precipitation in both the simulations and the observations.

To complete the study of the performance of the simulations for the precipitation representation, we calculated the 6-h rainfall accumulation (1200–1800 UTC) for each member and compared this with the rainfall observations from the ANTILOPE data (Figure 5). We observe a clear overestimation of the amount of precipitation in the Meso-NH simulations compared with the observations. Only a few precipitation accumulation patches are observed in the Paris region during this period, with the main one located in the south of Paris, possibly initiated by the city. The simulations show considerable variability, characterised by distinct precipitation patches for each member. In particular, two distinct clusters are visible: one with lower precipitation accumulation for members 3, 4, 12, 13, and 15, as well as for ARO12. On the other hand, the remaining members show more widespread and higher rainfall accumulation.

The diversity in the forcing data explains the variability in the simulations. In our study, we used the 0900 UTC run of the AROME-EPS forecast, and at first sight we noticed an overestimation of precipitation in most members of the operational ensemble. Therefore, it is reasonable to observe a similar trend in the meso-NH simulations.

To understand the high variability within the ensemble better, a comparison was conducted using the available radiosounding data from Trappes, located west of Paris (see Figure 3). In Figure 6, the observed profiles (thick black curves) obtained on May 7 at 1200 UTC are compared with the simulated profiles of potential temperature and specific humidity calculated as horizontal averages within a 10-km window around Trappes to smooth the variability of the variables. The plots show a significant variability of the profiles across the ensemble. The simulated potential temperature ranges from 16–20°C near the surface (for an observed temperature of 17°C), while the specific humidity generally appears to be lower than the observations for most ensemble members at the lowest altitudes (below 1000 m AGL). To provide a simple estimate of the height of the boundary layer, we examined the change in the variation of potential temperature in the vertical direction. The lowest points of the sharp rise in temperature, depicting an inversion, were selected as the boundary-layer height. Looking at the radio sounding, this simple method indicates that the boundary-layer height is situated around 900 m, while within the ensemble this height varies between 400 and 2000 m, depending on the member. This illustrates the high variability within the ensemble further, with two distinct clusters:

one characterised by colder temperatures and a shallow boundary layer, and another with warmer temperatures and a higher boundary layer. These two clusters help to explain the observed differences in precipitation accumulation within the ensemble. In Figure 6, we highlight the members with low precipitation accumulation according to Figure 5 using dashed lines. Among four out of five members with low precipitation, the potential temperature in the lower levels appears warmer compared with the observations, and the boundary layer, in general, is more developed. Simultaneously, the vertical profiles of specific humidity indicate a drier atmosphere for these four members. With this dry air, convection does not initiate in the larger domain, as it does for the more humid members. For the remaining member with low precipitation accumulation, the atmosphere may have been too cold to initiate convection.

ARO12-URB is initialised at 1200 UTC using the AROME analysis, which includes radiosoundings in the assimilation process. As a consequence, it is normal to see better agreement between the ARO12 simulation and observations. This can explain the better precipitation results shown in the previous paragraph for this simulation.

The use of an ensemble usually implies high variability within the results. Due to the nonlinearity of the equations, we know that small changes in the initialisation, forcing, or parameterisation of the equations can lead to large differences in the results. This is exactly what the ensemble illustrates for the May 7 situation. However, the main objective of the study is not to evaluate the accuracy of the forecasts, but to consider all uncertainties in the modelling and assess the urban impacts on precipitation.

3.2 | Comparison between URB and NOURB ensembles

To evaluate the effect of the urbanised area of Paris on convection, the URB and NOURB ensembles are compared for the simulated rainfall accumulation. The averaged precipitation over 6 h between 1200 and 1800 UTC is shown in Figure 7a for the URB ensemble and Figure 7b for the NOURB ensemble. Both ensembles consist of 16 members. On average, precipitation patches are relatively similar between the URB and NOURB ensembles, except within the city sector over Paris, where rainfall accumulation is lower in the NOURB ensemble. This is clearly shown by the difference between the URB and NOURB ensembles in Figure 7c with a zone of enhanced precipitation over the Paris region. We also observe negative areas in other parts of the domain, but they are often next to areas with positive values: they reflect a slight shift

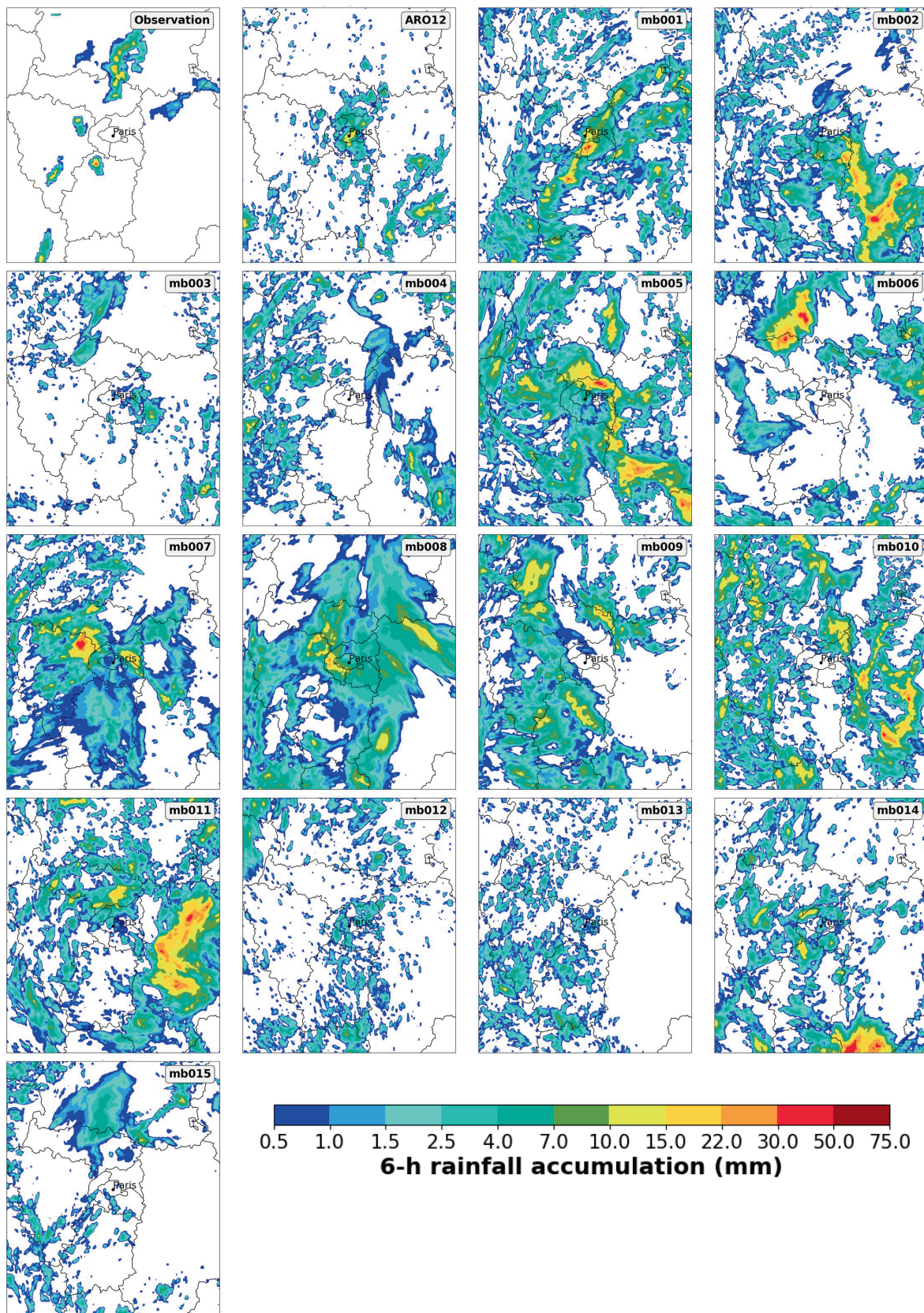


FIGURE 5 Maps of the 6-h rainfall accumulation (from 1200–1800 UTC) observed in the ANTILOPE analysis or simulated in all URB simulations: ARO12-URB and the 15 URB simulations forced by AROME-EPS members. [Colour figure can be viewed at wileyonlinelibrary.com]

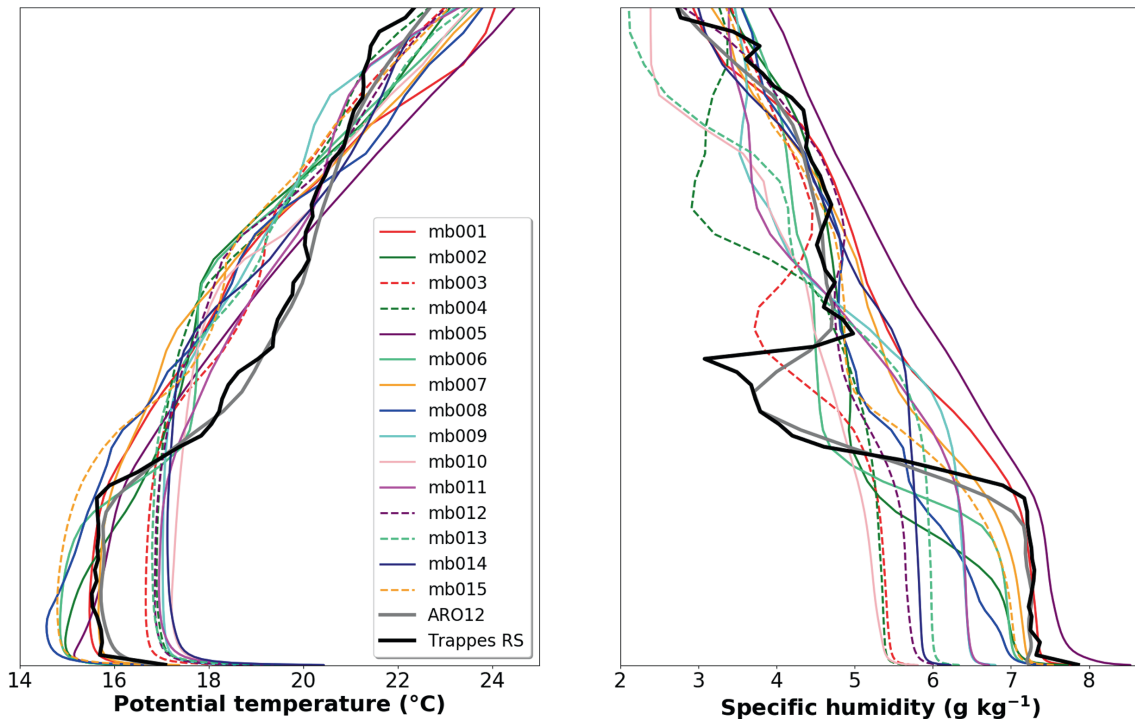


FIGURE 6 Vertical profiles of the potential temperature (left) and specific humidity (right) observed by Trappes radiosounding and calculated as horizontal averages within a 10-km window around Trappes for all URB simulations (members 1–15) and the ARO12-URB simulation. The dashed lines correspond to the less precipitating simulations from the URB ensemble: members 3, 4, 12, 13, and 15. [Colour figure can be viewed at wileyonlinelibrary.com]

in precipitation between URB and NOURB simulations, resulting in a precipitation dipole. Averaging the precipitation accumulation difference within each sector gives an average increase of +0.8 mm in the URB simulations over the city of Paris and an increase of +0.2 mm downwind of the city (Figure 7d). These results are consistent with previous studies reporting increased precipitation over urban areas (Bélair *et al.*, 2018; Shem & Shepherd, 2009). Although these 6-h rainfall accumulation differences between URB and NOURB are relatively small (never exceeding 4 mm in Figure 7c), the mean increase of +0.8 mm over the city corresponds to a 70% relative increase in precipitation, which is notable.

To understand the differences in mean precipitation accumulation between URB and NOURB better, we selected a number of twin simulations (URB versus NOURB configuration) where the URB members are quite close to the observations. It is important to note that, in such a situation of diurnal convection, it is very difficult to simulate the correct timing and location of convective cells. Here, we examine the twin simulations when the instantaneous precipitation rate over the city is maximum. The results are displayed in Figure 8 for three members of the ensembles. In the ARO12-URB simulation, convection is initiated over the city, with the peak intensity reaching $20 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ at 1600 UTC, while no precipitation

is simulated over Paris in ARO12-NOURB. Convection is also initiated in mb001-URB and mb012-URB, with peak intensities at 1500 and 1800 UTC respectively, while almost no precipitation is simulated in the corresponding NOURB simulations. An in-depth study of the processes is proposed in Section 4 to understand better the role of the Paris environment in the initiation of the precipitation event on May 7, 2022.

3.3 | Robustness of the results

To ensure that the results obtained for Paris and its environs were significant and confirmed an increase in precipitation over the city, several tests were conducted.

For the first test, we computed simple statistics on the differences between the URB and NOURB ensembles in each sector. The median, mean, and 90th percentile were calculated for each ensemble and are shown in Table 1. Over the city we find an increase of up to 0.85 mm for the mean and more than 2 mm for the 90th percentile. In the other sectors, almost no differences are found, except in the downwind left sector, where an increase of 0.2 mm is found for the mean of the URB ensemble.

A second statistical test was performed over the Paris region using a Wilcoxon–Mann–Whitney rank-sum test

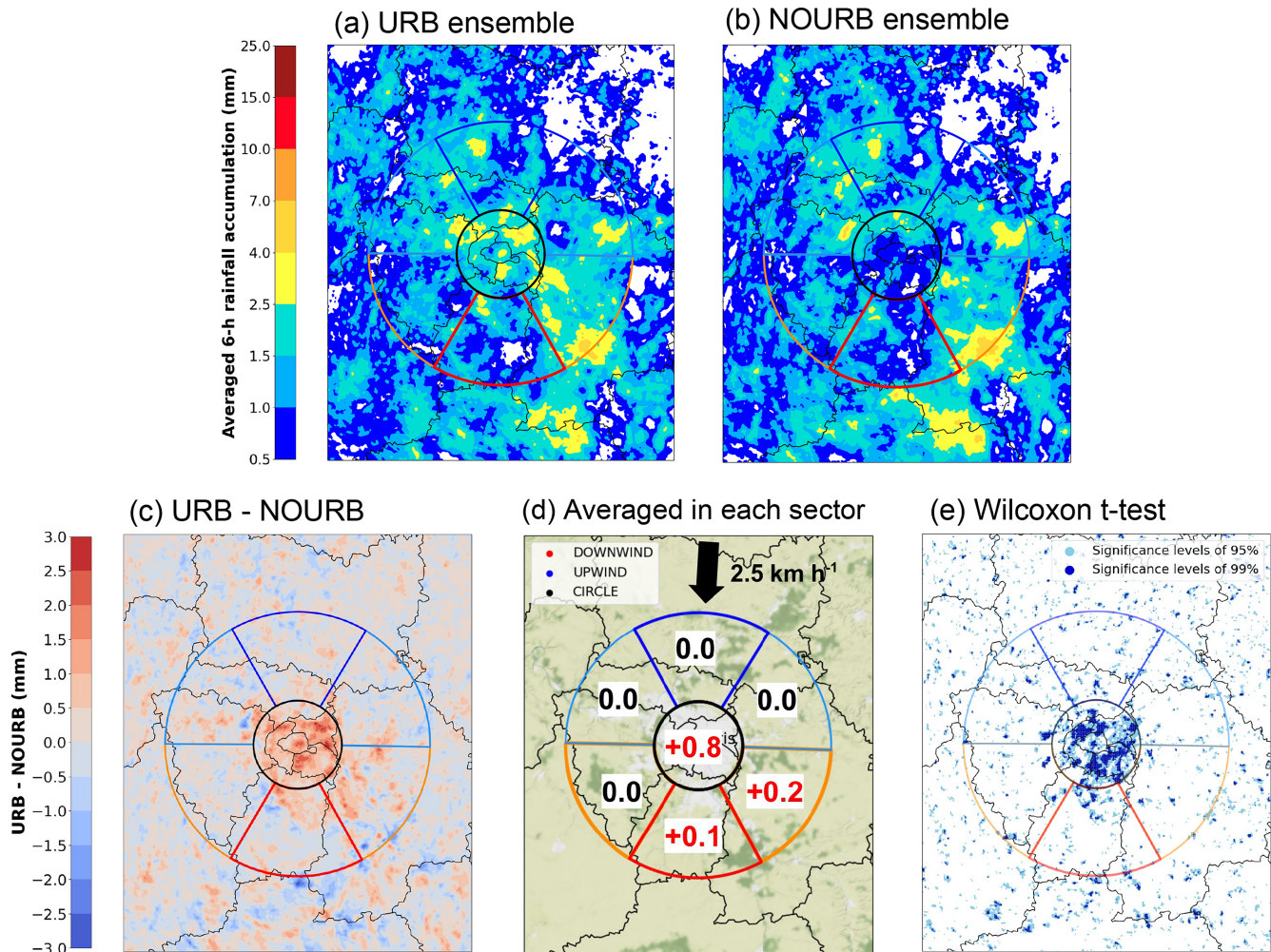


FIGURE 7 Ensemble mean 6-h precipitation accumulation (1200–1800 UTC) for (a) the URB ensemble and (b) the NOURB ensemble. (c) Difference between the URB and NOURB ensembles for 6-h accumulated precipitation. (d) Average precipitation accumulation difference computed in each sector. (e) Results of the Wilcoxon *t*-test of statistical significance for URB–NOURB shown in (c), with light and dark colours indicating significance levels of 95% and 99% respectively. [Colour figure can be viewed at wileyonlinelibrary.com]

(Wilks, 2006). The test was applied to the accumulated precipitation over 6 h at each grid point of the URB and NOURB ensembles, respectively. The results on the domain are shown in Figure 7e. The light and dark colours indicate areas where the differences between the URB and NOURB ensembles are statistically significant, at confidence levels of 95% and 99%, respectively. The results show that the areas with positive precipitation anomalies in the city sector (Figure 7c) are also the areas with statistical differences between the two ensembles. This illustrates the robustness of the precipitation response from urbanisation in this case.

A final statistical test was performed to ensure the robustness of the results in each sector (Figure 7d). As the experiment was limited to 16 members for the URB ensemble and 16 for the NOURB ensemble, we increased this number artificially using the bootstrap method (Efron & Tibshirani, 1993). This technique, based on resampling

with replacement, allows the calculation of the confidence intervals of a dataset. In this case, it is applied to the average of the URB and NOURB ensemble differences for the 6-h rainfall accumulation in each sector (see Table 2). After resampling the URB–NOURB dataset 10,000 times, we observe an average increase in precipitation of 0.85 mm in the city sector for URB compared with the NOURB ensemble. Based on a confidence level of 95%, the confidence interval ranges from 0.52–1.21 mm, confirming a statistically significant increase in precipitation over the city for the URB ensemble. In the other sectors, except downwind left, the confidence intervals are almost centred on 0, meaning that no significant differences are simulated by the ensembles. In the downwind left sector, a mean increase of 0.2 mm is simulated with a confidence interval ranging from 0.0–0.44 mm, also confirming a slight increase in precipitation downwind left of the city.

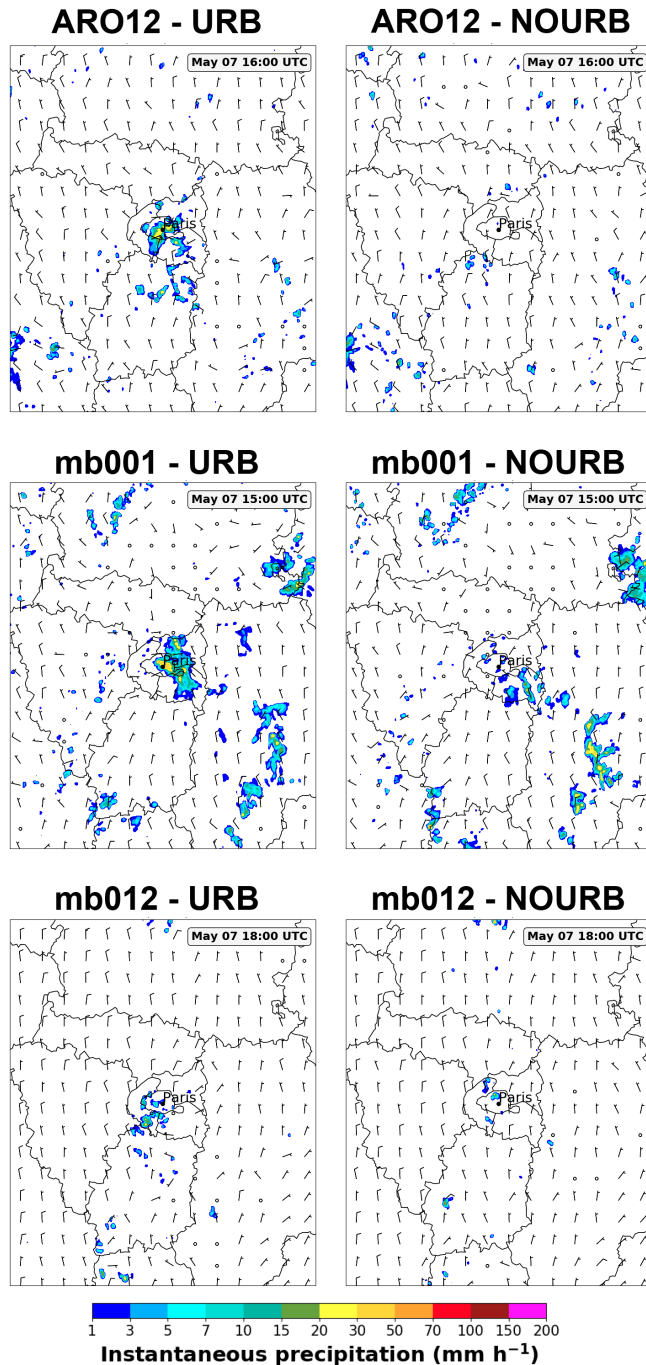


FIGURE 8 Instantaneous precipitation and wind barbs at 10 m at the peak of precipitation intensity for URB members. URB simulations are on the left and NOURB on the right. ARO12 is at the top, and members mb001 and mb012 are in the middle and at the bottom, respectively. [Colour figure can be viewed at wileyonlinelibrary.com]

4 | DISCUSSION: ROLE OF THE URBAN ENVIRONMENT

The quality of the modelling results discussed in the previous section is influenced by various factors. These factors include the horizontal resolution of the model, the

TABLE 1 Statistics on the URB–NOURB 6-h precipitation accumulation differences in each sector (mm).

Sector	Mean	Median	90th percentile
City	0.85	0.38	2.22
Downwind left	0.20	0.04	0.64
Downwind right	−0.03	0.0	−0.05
Downwind	0.04	0.05	0.22
Upwind left	−0.02	−0.02	−0.11
Upwind right	0.03	0.0	0.15
Upwind	−0.03	−0.01	−0.08

TABLE 2 Bootstrapping on the sample of URB–NOURB accumulated precipitation differences (mm) averaged within each sector.

Sector	Mean	Confidence interval
City	0.85	[0.52, 1.21]
Downwind left	0.20	[0.0, 0.44]
Downwind right	−0.02	[−0.17, 0.11]
Downwind	0.04	[−0.1, 0.19]
Upwind left	−0.02	[−0.11, 0.04]
Upwind right	0.03	[−0.06, 0.13]
Upwind	−0.03	[−0.1, 0.02]

Note: The confidence interval is based on a confidence level of 95%.

initial atmospheric conditions, the surface forcing, and the representation of specific physical processes such as cloud microphysics, implicit or subgrid-scale convection, and boundary-layer mixing. The use of an ensemble allows us to observe the variability in the modelling of the situation, depending on the quality of the ensemble. It also allows us to identify the most influential factors that contribute to significant differences between the URB and NOURB ensembles or within a twin experiment. In this study, we focus on the analysis of the key variables related to the urban environment that could contribute to the observed increase in rainfall accumulation over Paris. However, it is important to note that the differences between the URB and NOURB ensembles may be relatively small compared with the differences found between individual members within the ensemble.

4.1 | Warmer and drier atmosphere over Paris

Special attention was given to the near-surface region to evaluate changes in the following variables: 2-m

air temperature, 2-m specific humidity, and latent and sensible heat fluxes. The temporal evolution of the ensemble mean and dispersion for each variable was analysed within the city sector, which exhibited the most significant differences between URB and NOURB.

When examining the temporal evolution of the temperature displayed in Figure 9a, an increase in the mean of the URB ensemble (red curve) is clearly visible. The gap between the URB and NOURB ensembles becomes more pronounced after 1000 UTC as the TEB urban scheme is progressively removed. This is an illustration of the urban heat island effect, which leads to a temperature increase (in URB compared with NOURB) of about 1°C during the day and more than 2°C during the following night over the Paris region. These results are in good agreement with previous studies carried out in Paris, which reported an average urban heat island effect of less than 1°C during the day and about 2.5°C during the night (Le Roy *et al.*, 2020). In Figure 9b, we can see the urban footprint on the temperature at 1300 UTC, just before convection starts in most of the simulations. The positive anomaly depicts an increase of temperature for the URB ensemble, and the highest differences are located in the centre of Paris and in the south of the capital. The spread of the ensembles shown in the temporal evolution (Figure 9a) also highlights the high variability we already observed earlier, with differences of more than 4°C between the coldest and warmest simulations in the ensemble. This is mainly due to the formation of showers over Paris in the simulations, which occurred earlier in some simulations (Figure 4). In the May 7 case, the urban heat island effect is not particularly intense, due to lower daytime heating and radiation. On average, the temperature for the hottest simulation in the URB ensemble over Paris only reaches 22°C, and the radiation is not at its maximum due to the different convective cells passing over Paris.

Another effect of the urban environment within the ensembles is simulated in the specific humidity at 2 m (Figure 9c). Due to the predominance of impervious materials and the low density of vegetation in Paris, the water availability is reduced, leading to lower humidity in the urban environment during the day (Hage, 1975). This is evidenced by a lower 2-m specific humidity in the URB ensemble during the day. At 1300 UTC, the areas with lower specific humidity in the URB simulations (Figure 9d) correspond well with those classified as “urban” in the land-use map shown in Figure 2. In general, the NOURB ensemble simulates, on average, specific humidity values of about 8.3 g·kg⁻¹ in the afternoon before convection initiation, while the URB ensemble shows an average of only 7.7 g·kg⁻¹. The high variability, represented by the spread of the ensemble in the graphs, highlights the differences between the individual members. In fact,

the ensemble simulates different weather conditions, with small showers, heavy rain, or dry weather during the afternoon. This leads to a high variability of the humidity over Paris as well as the temperature at 2 m. However, the general trend is confirmed in the URB ensemble, with a drier atmosphere over Paris during the day. This trend is consistent throughout the entire simulation, except during the night, when the specific humidity is slightly higher in the URB ensemble compared with the NOURB ensemble. This may seem counterintuitive at first, as Paris has relatively low vegetation cover compared with the surrounding areas. However, night-time temperatures are warmer in the city (UHI) and allow for higher humidity, with steam further from saturation, leading to less water loss by condensation (Oke *et al.*, 2017; Hage, 1975).

A well-known consequence of warmer surfaces and drier air in the urban area is an increase in sensible heat flux (Bélaïr *et al.*, 2018; Guo *et al.*, 2006) and a decrease in latent heat flux, due to less vegetation in cities and limited evaporation processes (Lemonsu & Masson, 2002). This phenomenon is simulated well throughout the day, with a significant difference in fluxes between the URB and NOURB ensembles (Figure 10a,c). At 1300 UTC, the sensible heat flux in the URB simulations is almost 100 W·m⁻¹ higher in the centre of Paris (Figure 10b), and the URB–NOURB difference is positive over a large area where urban surfaces are present. Conversely, the latent heat flux over the Paris region is lower in the URB simulations (see blue negative values in Figure 10d, with a difference of up to 100 W·m⁻¹ in the northwest of Paris).

Figure 10a,c also depicts the temporal evolution of the ensemble mean and dispersion within the city sector for sensible and latent heat fluxes. We observe that the sensible heat flux averages about 230 W·m⁻² at the beginning of the simulation. As we gradually remove the urban area at 1000 UTC, the differences between the URB and NOURB ensembles increase steadily, reaching a maximum difference of 90 W·m⁻² on average at 1200 UTC. Throughout the day, the difference between URB and NOURB remains positive, indicating that more sensible heat flux is generally available in the URB simulations. Conversely, the latent heat flux is generally higher for the NOURB ensemble, with a maximum difference of about 60 W·m⁻² during the afternoon. This can be attributed to the significant decrease in moisture availability over urbanised areas, as indicated by the specific humidity discussed in the previous paragraph. The results show high variability, strongly influenced by clouds and showers over Paris in the afternoon, but the overall shift towards higher values of sensible heat flux and lower values of latent heat flux in the URB ensemble is significant. This confirms the influence of the Paris urban environment on near-surface variables.

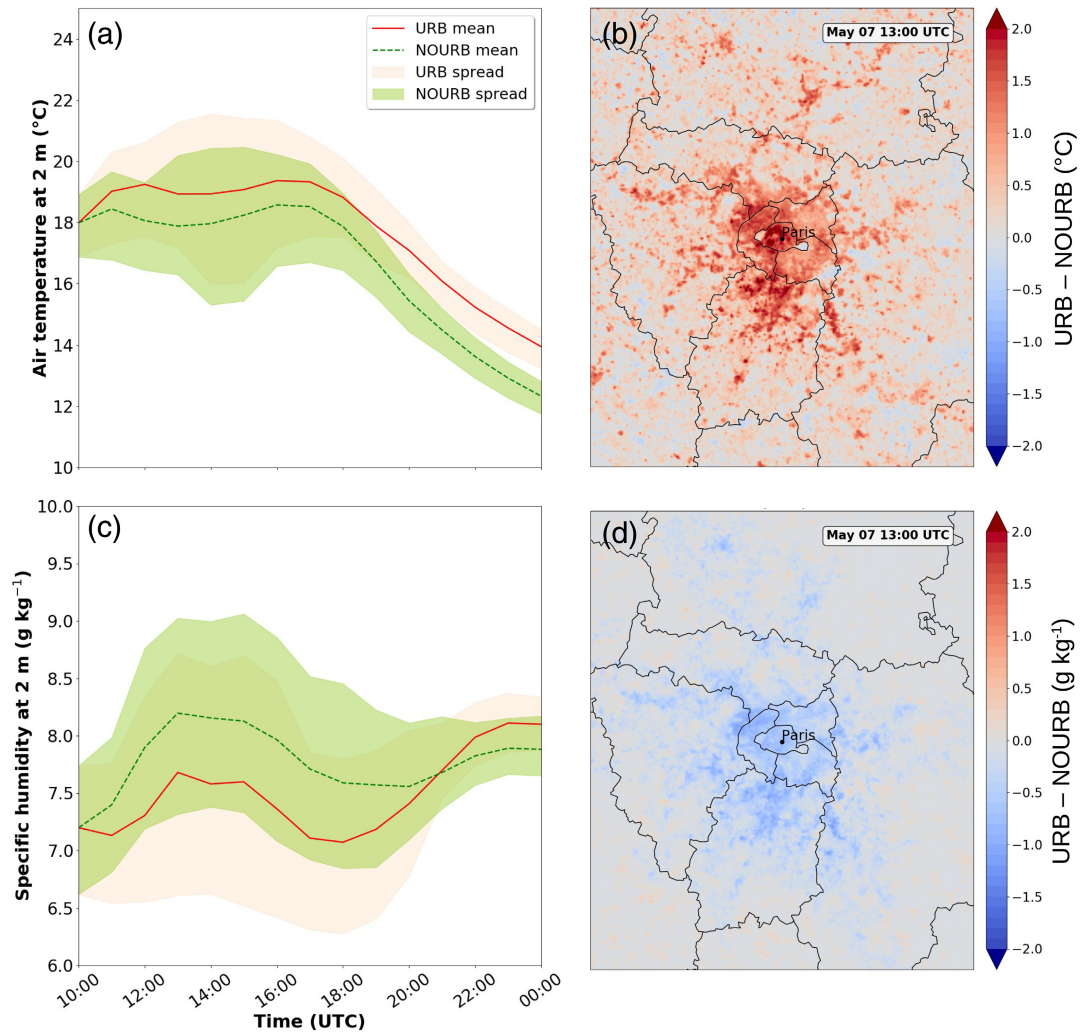


FIGURE 9 Time series of the URB and NOURB ensemble mean of (a) 2-m temperature and (c) 2-m specific humidity, averaged in the city sector. The intervals between 10th and 90th percentiles are represented by shaded colours. Differences between URB and NOURB ensemble means at 1300 UTC for (b) 2-m air temperature and (d) 2-m specific humidity are also shown. [Colour figure can be viewed at wileyonlinelibrary.com]

4.2 | Effect of the urban environment on vertical velocities and boundary-layer height

Several articles have shown that vertical velocities can be increased above the urban environment (Niyogi *et al.*, 2011; Zhong & Yang, 2015). The percentage of the city sector with vertical velocities over $0.1 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ for each level of the model is shown at 1200 UTC in Figure 11a and 1500 UTC in Figure 11b. This diagnostic highlights the percentage of updrafts simulated in each ensemble. A difference between the two ensembles is visible in the early afternoon near the surface: at 1200 UTC a larger part of the domain of the URB ensemble has vertical velocities over $0.1 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ than that of the NOURB ensemble. This difference propagates in the upper levels and increases in the afternoon. At 1500 UTC, over Paris, the surface area with

positive vertical velocities is larger for the URB ensemble than for the NOURB ensemble in the entire column of the model (Figure 11b). Up to 8000 m, the URB ensemble consistently contains a 2%–5% larger surface area with positive vertical velocities than the NOURB ensemble. This can be explained by the enhanced sensible heat flux over urban surfaces, which increases the vertical velocities over Paris in the boundary layer, and, as a consequence, the vertical velocities are also increased in the higher atmosphere.

At the same time, an estimate of the boundary-layer height was computed for the simulations, using the bulk Richardson method (Richardson *et al.*, 2013), to assess the modification of the atmosphere induced by the urban environment. The time series of the averaged boundary-layer height for each ensemble is shown in Figure 11c, and the difference between the two ensembles at 1300 UTC is

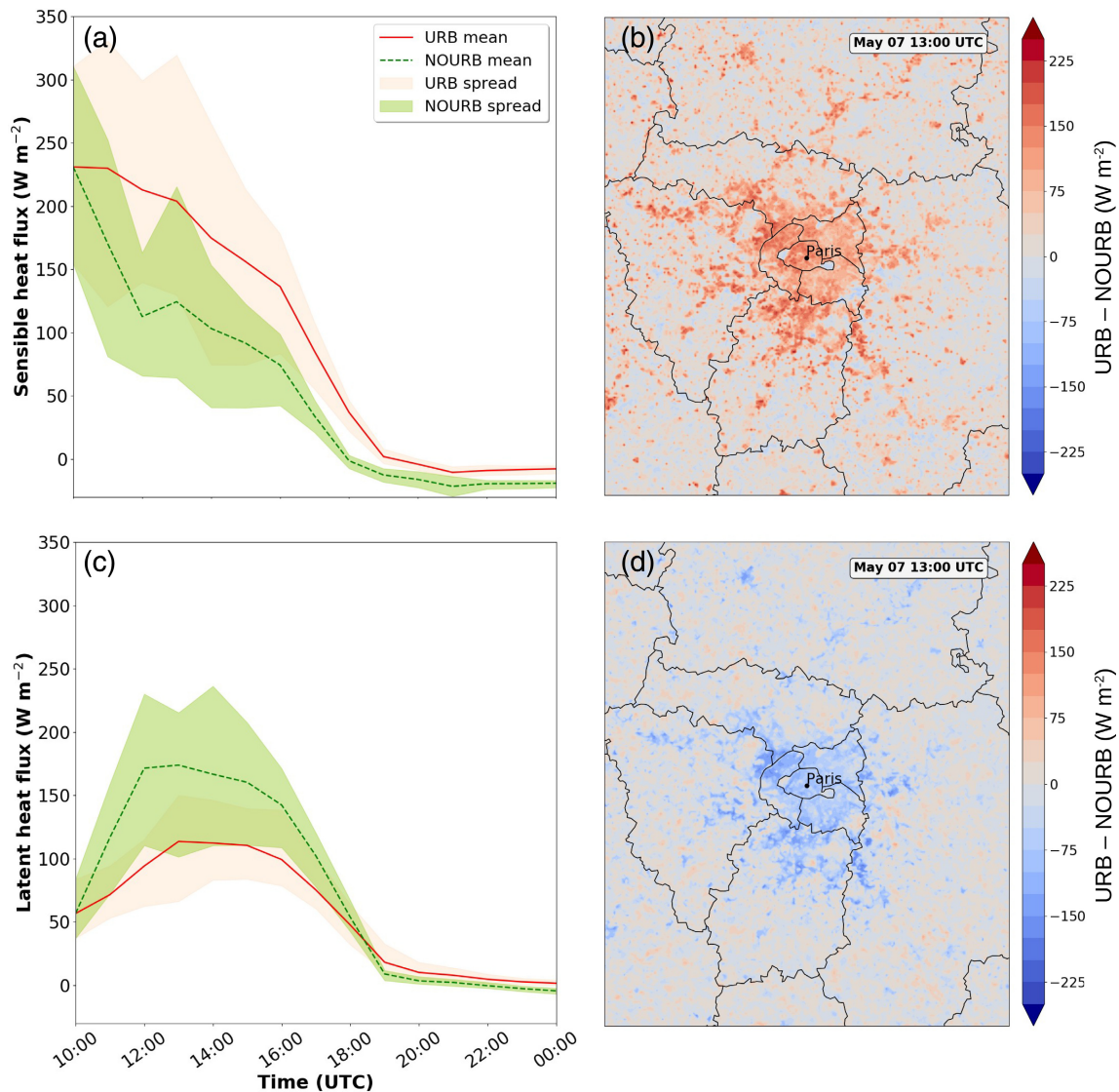


FIGURE 10 Same as Figure 9 for (a,b) sensible heat flux and (c,d) latent heat flux. [Colour figure can be viewed at wileyonlinelibrary.com]

displayed in Figure 11d. Both figures illustrate a greater boundary-layer height when urban areas are included. This is a direct consequence of the higher sensible heat fluxes and stronger vertical velocities over the Paris region. The boundary layer is 200–300 m higher for the URB ensemble during the day and 100–200 m higher during the night. At 1300 UTC, the boundary-layer height difference between the URB and NOURB ensembles reaches more than 700 m in the city centre, showing a strong effect of the dense urban area on boundary-layer development (Niyogi *et al.*, 2011; Rozoff *et al.*, 2003).

4.3 | More clouds and water available over the city

In a cloud-resolving model, the cloud fraction is calculated for each grid cell, ranging from 0 to 1. A fraction greater

than 0.5 indicates the formation of cumulus and thicker clouds, such as cumulonimbus. By comparing the percentage of the city sector where the cloud fraction exceeds the threshold of 0.5 in both ensembles (Figure 12a,b), we can observe the effects of increased updrafts and higher boundary-layer height on cloud formation. Indeed, with stronger vertical velocities and a higher boundary layer in the URB ensemble, particles have a greater chance of reaching the lifting condensation level, which is a good approximation of the cloud base (Markowski & Richardson, 2010). In the simulations, we observe an expansion of cloud cover over Paris in the URB ensemble starting around 1200 UTC in the lower atmosphere and spreading to higher levels in the afternoon. Around 1500 UTC, just before the onset of thunderstorms in most simulations, the city sector has 4%–5% more points where the cloud fraction is over 0.5 for the URB than for the NOURB

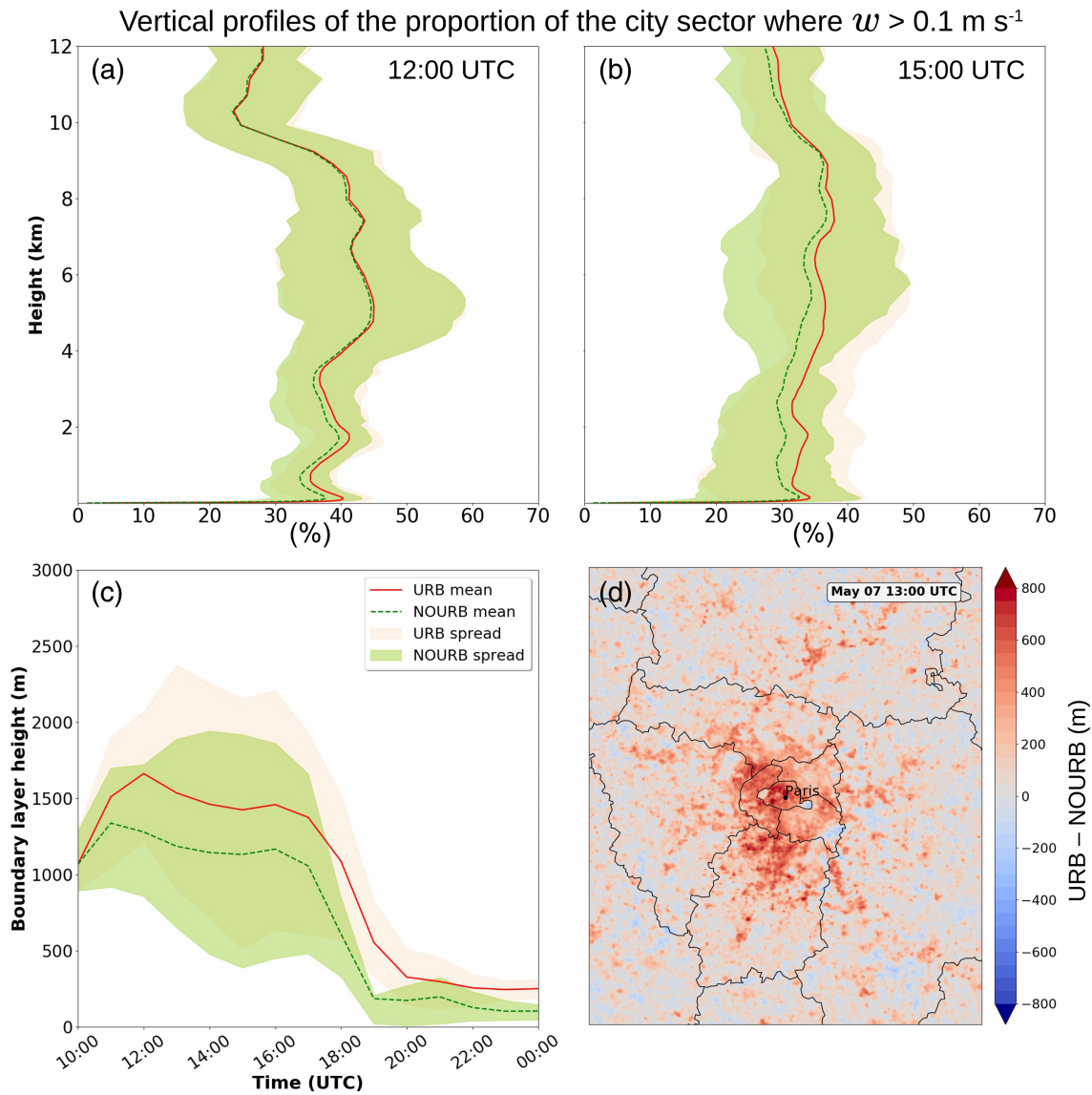


FIGURE 11 (a, b) Vertical profiles of the percentage of the city sector where the vertical velocity is over 0.1 m s^{-1} at 1200 and at 1500 UTC. (c) Time series of boundary-layer height from the URB and NOURB ensembles, averaged in the city sector. (d) Boundary-layer height difference between URB and NOURB ensembles at 1300 UTC. [Colour figure can be viewed at wileyonlinelibrary.com]

ensemble. This finding is consistent with the results of Theeuwes *et al.* (2019) over Paris, who reported a 5%–10% increase in cloud fraction compared with the surrounding areas during summer afternoons. However, it is important to note that there is a considerable variability in these cloud-related variables. At 1500 UTC, the 10th percentile indicates that, over the whole column, only 5% of the city sector is covered by a cloud fraction over 0.5. However, at 6000 m nearly 80% of the city sector has a cloud fraction over 0.5 in the 90th percentile for URB and NOURB ensembles. This variability is strongly dependent on the simulated weather conditions. Some members may already have formed clouds over Paris, resulting in high cloud fractions, while others may have formed

showers later, leaving the sky relatively clear at 1500 UTC. Nevertheless, the ensemble trend suggests an increase in cloudiness over Paris. It is also interesting to note that the variability of the ensemble serves as a reminder of the challenges in simulating fine-scale phenomena such as convective clouds accurately.

However, it is important to note that an increase in cloud cover does not always result in an increase in precipitation accumulation. In Figure 12c, we compared the total amount of liquid and ice water per cell in the air column from cloud base to top height, known as the liquid and ice water path. On average, in the city sector, the URB ensemble shows higher values of total liquid and ice water path compared with the NOURB ensemble. The peak occurs

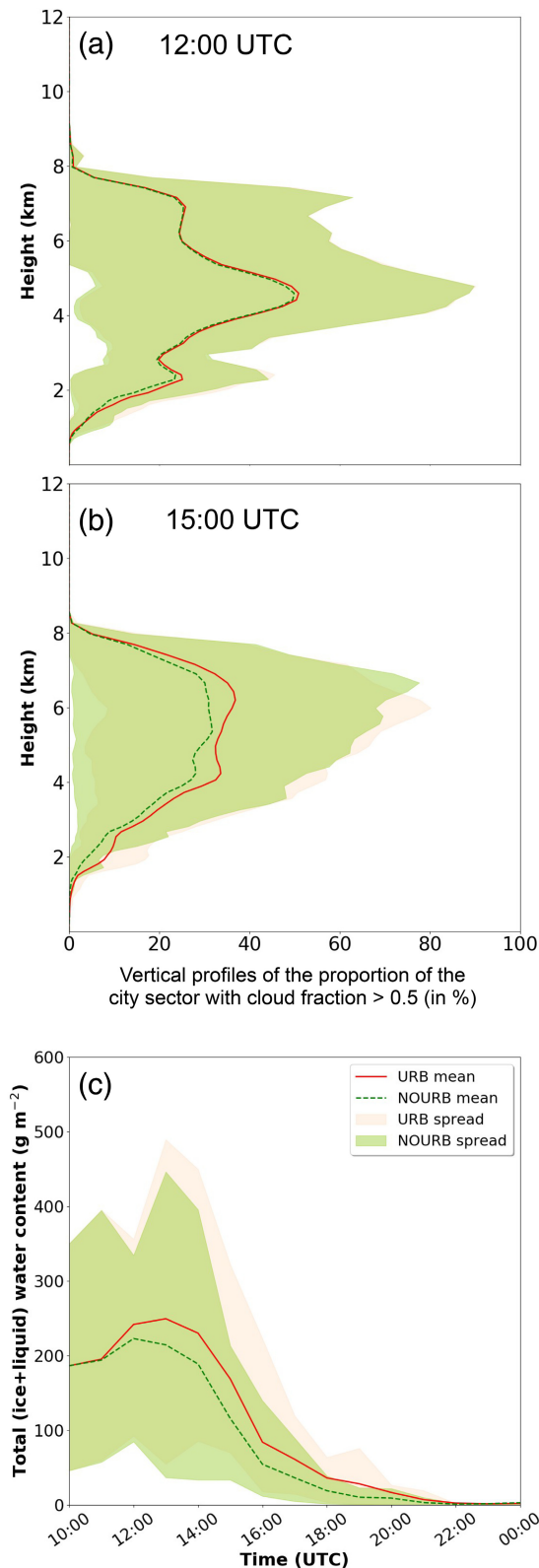


FIGURE 12 (a, b) Vertical profiles of the percentage of the city sector with cloud fraction > 0.5 at 1200 UTC and 1500 UTC. (c) Time series of total (liquid + ice) water path averaged within the city sector for URB and NOURB ensembles. The intervals between the 10th and 90th percentiles are shown with shaded colours. [Colour figure can be viewed at wileyonlinelibrary.com]

in the afternoon, around 1300 UTC, with values reaching up to $260 \text{ g}\cdot\text{m}^{-2}$ for the URB ensemble, compared with $210 \text{ g}\cdot\text{m}^{-2}$ for the NOURB ensemble. This represents a 23% increase in the liquid and ice water path in the city sector. This difference between the URB and NOURB ensembles remains positive throughout the day, indicating that more water is available over the Paris city sector, which in this case leads to an increase in precipitation.

5 | CONCLUSION

This study investigates the impact of densely urbanised areas on a convective precipitation event in the Paris region. The main contribution of this work lies in the use of an ensemble based on the AROME-EPS forecast system to simulate a specific convective situation and account for all associated uncertainties in weather modelling. This ensemble provided initial and lateral boundary conditions for the Meso-NH research model. To assess the impact of urbanisation on precipitation, two sets of simulations at 300-m horizontal resolution were performed. One set used the TEB urban multi-layer scheme (URB), with a detailed description of urban surfaces. The other one replaced the urban surfaces with the predominant vegetation in the Paris region.

Comparisons with observations show a high variability within the ensemble for surface variables such as temperature, almost 22°C for the warmest member against 16°C for the coldest one in the afternoon, specific humidity (between 6.5 and $9 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ at 1200 UTC), and precipitation accumulation. In this experiment, the ensemble has a tendency to simulate too much precipitation too early in the afternoon (Figure 4d), but nevertheless some members were able to simulate the initiation of convection over Paris quite accurately, like members 1 or 12 (Figure 8). In general, the comparison between the URB and NOURB ensembles shows a significant difference in precipitation accumulation. To complete the analysis, seven sectors were defined in and around the Paris region to locate the area most affected by precipitation and to analyse the different processes involved. In the city sector, rainfall accumulation is increased by about 0.8 mm on average. This represents an increase of 70% for the URB ensemble compared with the NOURB ensemble. The application of the Wilcoxon t -test method confirms the significant increase in precipitation over the Paris city sector, while no clear difference is shown for the other sectors, except for a slight increase in the downwind left sector in the URB ensemble.

Warmer temperatures and drier conditions were simulated in the Paris region for the URB ensemble, especially in the city sector. They implied a higher sensible heat

flux and a lower latent heat flux in the urban environment. The higher values of sensible heat flux for the URB ensemble in the afternoon enhanced the vertical velocities above Paris and the development of the boundary layer. The results show an increase of about 5% of updrafts over the city sector for the URB ensemble. The boundary layer is found to be on average 200–300 m higher in the URB ensemble (compared with the NOURB ensemble) and up to 700 m higher for the URB ensemble in the afternoon in the city centre. This increase in vertical velocity and boundary-layer height leads to more clouds over the city, with almost 5% more clouds for the URB ensemble. The higher rainfall accumulation is associated with an increase of more than 20% in the total (liquid and ice) water path over Paris, leading to more ice and liquid water available over the capital. The robustness of the results is confirmed by an analysis of the other sectors, where no real trend of precipitation modification is found and no significant differences between the two ensembles are found for the variables mentioned.

This study provides a clear understanding of how urban surfaces can affect the lower and upper levels of the atmosphere in a diurnal convective environment with light flow and no large-scale interactions. It confirms previous studies showing an apparent effect of dense urbanisation on precipitation accumulation, in particular an increase of rainfall over the city (Bornstein & Lin, 2000; Liu & Niyogi, 2019). Although the ensemble tended to overestimate precipitation accumulation in most of the members in the May 7 case, statistical tests showed that, despite the high variability of the ensemble, a significant increase in precipitation over the urban environment was found and could be attributed to the urbanised areas.

To consolidate the results further, it would be interesting to investigate other cases in future, using the same ensemble approach, which clearly helps to discriminate between a random effect and a real trend. The next step is to identify typical weather situations in which a modification of the convection caused by the Paris region can be expected. Interesting convective situations would be, for example, cold fronts, night storms, or deep organised convection. Another perspective of this study is the evaluation of the modelling resolution effect on the ability of ensemble forecasts to reproduce the city effect on precipitation. The methodology presented in this article could also be applied to other cities around the world with different climates, locations (coastal city or city surrounded by mountains), and morphologies.

ACKNOWLEDGEMENTS

This work is a contribution to the Research and Demonstration Project Paris 2024 Olympics in order to advance meteorological research on the theme of “future Weather

Forecasting systems at 100 m (or finer) resolution for urban areas” supported by WMO. We particularly thank Robert Schoetter and Jean Wurtz for valuable discussions on the Meso-NH model and the TEB urban scheme.

CONFLICT OF INTEREST STATEMENT

The authors declare they have no conflicts of interest.

DATA AVAILABILITY STATEMENT

The data that support the findings of this study are available from the corresponding author upon request.

ORCID

Arnaud Forster  <https://orcid.org/0009-0009-4310-7987>

REFERENCES

- Barlow, J., Best, M., Bohnenstengel, S.I., Clark, P., Grimmond, S., Lean, H. et al. (2017) Developing a research strategy to better understand, observe, and simulate urban atmospheric processes at kilometer to subkilometer scales. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 98(10), ES261–ES264. Available from: <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-17-0106.1>, <https://journals.ametsoc.org/view/journals/bams/98/10/bams-d-17-0106.1.xml>
- Bélaïr, S., Leroyer, S., Seino, N., Spacek, L., Souvanlassy, V. & Paquin-Ricard, D. (2018) Role and impact of the urban environment in a numerical forecast of an intense summertime precipitation event over Tokyo. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, 96A, 77–94. Available from: <https://doi.org/10.2151/jmsj.2018-011>
- Berner, J., Ha, S.-Y., Hacker, J.P., Fournier, A. & Snyder, C. (2011) Model uncertainty in a mesoscale ensemble prediction system: stochastic versus multiphysics representations. *Monthly Weather Review*, 139(6), 1972–1995. Available from: <https://doi.org/10.1175/2010MWR3595.1>, <https://journals.ametsoc.org/view/journals/mwre/139/6/2010mwr3595.1.xml>
- Bocher, E., Bernard, J., Le Saux, E., Wiederhold, F.L., Petit, G., Palominos, S. et al. (2021) GeoClimate: a geospatial processing toolbox for environmental and climate studies. *Journal of Open Source Software*, 6(65), 3541. Available from: <https://doi.org/10.21105/joss.03541>, <https://shs.hal.science/halshs-03359757>
- Boone, A., Masson, V., Meyers, T. & Noilhan, J. (2000) The influence of the inclusion of soil freezing on simulations by a soil–vegetation–atmosphere transfer scheme. *Journal of Applied Meteorology*, 39(9), 1544–1569. Available from: [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(2000\)039<1544:TIOtio>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(2000)039<1544:TIOtio>2.0.CO;2), https://journals.ametsoc.org/view/journals/apme/39/9/1520-0450_2000_039_1544_tiotio_2.0.co_2.xml
- Bornstein, R. & Lin, Q. (2000) Urban heat islands and summertime convective thunderstorms in Atlanta: three case studies. *Atmospheric Environment*, 34, 507–516.
- Bouttier, F. & Raynaud, L. (2018) Clustering and selection of boundary conditions for limited-area ensemble prediction. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 144(717), 2381–2391. Available from: <https://doi.org/10.1002/qj.3304>
- Bouttier, F., Raynaud, L., Nuissier, O. & Ménétrier, B. (2016) Sensitivity of the AROME ensemble to initial and surface perturbations

- during HyMeX. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 142(S1), 390–403. Available from: <https://doi.org/10.1002/qj.2622>
- Bouttier, F., Vié, B., Nuissier, O. & Raynaud, L. (2012) Impact of stochastic physics in a convection-permitting ensemble. *Monthly Weather Review*, 140(11), 3706–3721. Available from: <https://doi.org/10.1175/MWR-D-12-00031.1>, <https://journals.ametsoc.org/view/journals/mwre/140/11/mwr-d-12-00031.1.xml>
- Brousseau, P., Seity, Y., Ricard, D. & Léger, J. (2016) Improvement of the forecast of convective activity from the AROME-France system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 142(699), 2231–2243. Available from: <https://doi.org/10.1002/qj.2822>
- Caniaux, G., Redelsperger, J.-L. & Lafore, J.-P. (1994) A numerical study of the stratiform region of a fast-moving squall line. Part I: general description and water and heat budgets. *Journal of Atmospheric Sciences*, 51(14), 2046–2074. Available from: [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1994\)051<2046:ANSOTS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1994)051<2046:ANSOTS>2.0.CO;2), https://journals.ametsoc.org/view/journals/atsc/51/14/1520-0469_1994_051_2046_ansots_2_0_co_2.xml
- Changnon, S.A., Huff, F.A., Schickedanz, P.T. & Vogel, J.L. (1977) *Summary of METROMEX*. vol 1. Champaign, IL: Illinois State Water Survey, pp. 260.
- Charnock, H. (1955) Wind stress on a water surface. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 81(350), 639–640. Available from: <https://doi.org/10.1002/qj.49708135027>
- Chen, F., Miao, S., Tewari, M., Bao, J.-W. & Kusaka, H. (2011) A numerical study of interactions between surface forcing and sea breeze circulations and their effects on stagnation in the greater Houston area. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 116(D12), D12105. Available from: <https://doi.org/10.1029/2010JD015533>
- Coquillat, S., Boussaton, M.-P., Buguet, M., Lambert, D., Ribaud, J.-F. & Berthelot, A. (2012) Lightning ground flash patterns over Paris area between 1992 and 2003: influence of pollution. *Atmospheric Research*, 122, 77–92. Available from: <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2012.10.032>, <https://hal.archives-ouvertes.fr/hal-00766941>
- Cuxart, J., Bougeault, P. & Redelsperger, J.-L. (2000) A turbulence scheme allowing for mesoscale and large-eddy simulations. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 126(562), 1–30. Available from: <https://doi.org/10.1002/qj.49712656202>
- Dauhut, T., Chaboureaud, J.-P., Escobar, J. & Mascart, P. (2015) Large-eddy simulations of hector the convective making the stratosphere wetter. *Atmospheric Science Letters*, 16(2), 135–140. Available from: <https://doi.org/10.1002/asl2.534>
- Decharme, B., Boone, A., Delire, C. & Noilhan, J. (2011) Local evaluation of the interaction between soil biosphere atmosphere soil multilayer diffusion scheme using four pedotransfer functions. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 116(D20), D20126. Available from: <https://doi.org/10.1029/2011JD016002>
- Descamps, L., Labadie, C., Joly, A., Bazile, E., Arbogast, P. & Cébron, P. (2014) PEARP, the Météo-France short-range ensemble prediction system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 141(690), 1671–1685. Available from: <https://doi.org/10.1002/qj.2469>
- Douglas, I. (1983) *The urban environment*. London: Edward Arnold. Available from: <https://books.google.fr/books?id=KgZhQgAACAAJ>
- Efron, B. & Tibshirani, R.J. (1993) *An introduction to the bootstrap*. *Monographs on statistics and applied probability*, Vol. 57. Boca Raton, FL: Chapman & Hall/CRC.
- Fairall, C.W., Bradley, E.F., Hare, J.E., Grachev, A.A. & Edson, J.B. (2003) Bulk parameterization of air–sea fluxes: updates and verification for the COARE algorithm. *Journal of Climate*, 16(4), 571–591. Available from: [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2003\)016<0571:BPOASF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2003)016<0571:BPOASF>2.0.CO;2), https://journals.ametsoc.org/view/journals/clim/16/4/1520-0442_2003_016_0571_bpoasf_2.0.co_2.xml
- Falga, R. & Wang, C. (2024) Impact of urban land use on mean and heavy rainfall during the Indian summer monsoon. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 24(1), 631–647. Available from: <https://doi.org/10.5194/acp-24-631-2024>, <https://acp.copernicus.org/articles/24/631/2024/>
- Fouquart, Y. & Bonnel, B. (1980) Computations of solar heating of the earth's atmosphere: a new parameterization. *Beiträge Zur Physik der Atmosphäre*, 53, 35–62.
- Frogner, I.-L., Singleton, A.T., Køltzow, M.Ø. & Andrae, U. (2019) Convection-permitting ensembles: challenges related to their design and use. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 145(S1), 90–106. Available from: <https://doi.org/10.1002/qj.3525>
- Gal-Chen, T. & Somerville, R.C.J. (1975) On the use of a coordinate transformation for the solution of the Navier-Stokes equations. *Journal of Computational Physics*, 17(2), 209–228. Available from: [https://doi.org/10.1016/0021-9991\(75\)90037-6](https://doi.org/10.1016/0021-9991(75)90037-6), <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0021999175900376>
- Grimm, N., Faeth, S., Golubiewski, N., Redman, C., Jianguo, W., Bai, X. et al. (2008) Global change and the ecology of cities. *Science*, 319(03), 756–760. Available from: <https://doi.org/10.1126/science.1150195>
- Guo, X., Danhong, F. & Wang, J. (2006) Mesoscale convective precipitation system modified by urbanization in Beijing city. *Atmospheric Research*, 82(1), 112–126. Available from: <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2005.12.007>, <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0169809506000299>
- Hage, K.D. (1975) Urban-rural humidity differences. *Journal of Applied Meteorology*, 14, 1277–1283. Available from: [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1975\)014<1277:urhd>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1975)014<1277:urhd>2.0.co;2)
- Hagelin, S., Son, J., Swinbank, R., McCabe, A., Roberts, N. & Tennant, W. (2017) The Met Office convective-scale ensemble, MOGREPS-UK. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 143(708), 2846–2861. Available from: <https://doi.org/10.1002/qj.3135>
- Hidalgo, J., Lemonsu, A. & Masson, V. (2018) Between progress and obstacles in urban climate interdisciplinary studies and knowledge transfer to society. *Annals of the New York Academy of Sciences*, 1436, 5–18. Available from: <https://doi.org/10.1111/nyas.13986>
- Honnert, R., Efstathiou, G.A., Beare, R.J., Ito, J., Lock, A., Neggers, R. et al. (2020) The atmospheric boundary layer and the “gray zone” of turbulence: a critical review. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 125(13), e2019JD030317. Available from: <https://doi.org/10.1029/2019JD030317>
- Honnert, R., Masson, V., Lac, C. & Nagel, T. (2021) A theoretical analysis of mixing length for atmospheric models from micro to large scales. *Frontiers in Earth Science*, 8, 582056. Available from: <https://doi.org/10.3389/feart.2020>, <https://hal-meteofrance.archives-ouvertes.fr/meteo-03357801>

- Horton, R.O.B.E.R.T.E. (1921) Thunderstorm-breeding spots. *Monthly Weather Review*, 49(4), 193. Available from: [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1921\)49<193a:TS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1921)49<193a:TS>2.0.CO;2), https://journals.ametsoc.org/view/journals/mwre/49/4/1520-0493_1921_49_193a_ts_2_0_co_2.xml
- Huff, F.A. & Changnon, S.A. (1973) Precipitation modification by major urban areas. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 54(12), 1220–1232. Available from: <http://www.jstor.org/stable/26255213>
- Huff, F.A., Schickedanz, P.T., Changnon, S.A. & Vogel, J.L. (1977) *Summary of METROMEX*, Vol. 1. Champaign, IL: Illinois State Water Survey.
- Kingfield, D.M., Calhoun, K.M., de Beurs, K.M. & Henebry, G.M. (2018) Effects of city size on thunderstorm evolution revealed through a multiradar climatology of the central united states. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 57(2), 295–317. Available from: <https://doi.org/10.1175/JAMC-D-16-0341.1>, <https://journals.ametsoc.org/view/journals/apme/57/2/jamc-d-16-0341.1.xml>
- Lac, C., Chaboureaud, J.-P., Masson, V., Pinty, J.-P., Tulet, P., Escobar, J. et al. (2018) Overview of the Meso-NH model version 5.4 and its applications. *Geoscientific Model Development*, 11(5), 1929–1969. Available from: <https://doi.org/10.5194/gmd-11-1929-2018>, <https://gmd.copernicus.org/articles/11/1929/2018/>
- Laurantin, O. (2013) ANTILOPE: hourly rainfall analysis over France merging radar and rain gauges data. In *Proceedings of the 11th International Precipitation Conference*.
- Le Roy, B., Lemonsu, A., Kounkoud-Arnaud, R., Brion, D. & Masson, V. (2020) Long time series spatialized data for urban climatological studies: a case study of Paris, France long time series spatialized data for urban climatological studies. *International Journal of Climatology*, 40, 3567–3584. Available from: <https://doi.org/10.1002/joc.6414>, <https://hal.archives-ouvertes.fr/hal-02391035>
- Lemonsu, A. & Masson, V. (2002) Simulation of a summer urban breeze over Paris. *Boundary-Layer Meteorology*, 104(01), 463–490. Available from: <https://doi.org/10.1023/A:1016509614936>
- Leroyer, S., Bélair, S., Husain, S. & Mailhot, J. (2014) Subkilometer numerical weather prediction in an urban coastal area: a case study over the Vancouver metropolitan area. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 53(06), 1433–1453. Available from: <https://doi.org/10.1175/JAMC-D-13-0202.1>
- Liu, J. & Niyogi, D. (2019) Meta-analysis of urbanization impact on rainfall modification. *Scientific Reports*, 9(1), 7301. Available from: <https://doi.org/10.1038/s41598-019-42494-2>
- Lorenz, J.M., Kronenberg, R., Bernhofer, C. & Niyogi, D. (2019) Urban rainfall modification: observational climatology over Berlin, Germany. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 124(2), 731–746. Available from: <https://doi.org/10.1029/2018JD028858>
- Louis, J.F. (1979) A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere. *Boundary-Layer Meteorology*, 17, 187–202.
- Lunet, T., Lac, C., Auguste, F., Visentin, F., Masson, V. & Escobar, J. (2017) Combination of WENO and explicit Runge-Kutta methods for wind transport in Meso-NH model. *Monthly Weather Review*, 145, 3817–3838. Available from: <https://doi.org/10.1175/MWR-D-16-0343.1>
- Luo, Y., Zhang, J., Yu, M., Liang, X., Xia, R., Gao, Y. et al. (2022) On the influences of urbanization on the extreme rainfall over Zhengzhou on 20 July 2021: a convection-permitting ensemble modeling study. *Advances in Atmospheric Sciences*, 40(3), 393–409. Available from: <https://doi.org/10.1007/s00376-022-2048-8>
- Mandement, M. & Caumont, O. (2021) A numerical study to investigate the roles of former Hurricane Leslie, orography and evaporative cooling in the 2018 Aude heavy-precipitation event. *Weather and Climate Dynamics*, 2(3), 795–818. Available from: <https://doi.org/10.5194/wcd-2-795-2021>, <https://wcd.copernicus.org/articles/2/795/2021/>
- Manola, I., Steeneveld, G.-J., Uijlenhoet, R. & Holtslag, A.A.M. (2020) Analysis of urban rainfall from hourly to seasonal scales using high-resolution radar observations in the Netherlands. *International Journal of Climatology*, 40(2), 822–840. Available from: <https://doi.org/10.1002/joc.6241>
- Markowski, P. & Richardson, Y. (2010) *Mesoscale meteorology in midlatitudes*. Hoboken, NJ: Wiley-Blackwell.
- Masson, V. (2000) A physically-based scheme for the urban energy budget in atmospheric models. *Boundary-Layer Meteorology*, 94, 357–397. Available from: <https://doi.org/10.1023/A:1002463829265>
- Masson, V., Champeaux, J.-L., Chauvin, F., Meriguet, C. & Lacaze, R. (2003) A global database of land surface parameters at 1-km resolution in meteorological and climate models. *Journal of Climate*, 16(9), 1261–1282. Available from: [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2003\)16<1261:AGDOLS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2003)16<1261:AGDOLS>2.0.CO;2), https://journals.ametsoc.org/view/journals/clim/16/9/1520-0442_2003_16_1261_agdols_2.0.co_2.xml
- Masson, V., Le Moigne, P., Martin, E., Faroux, S., Alias, A., Alkama, R. et al. (2013) The SURFEXv7.2 land and ocean surface platform for coupled or offline simulation of earth surface variables and fluxes. *Geoscientific Model Development*, 6(4), 929–960. Available from: <https://doi.org/10.5194/gmd-6-929-2013>, <https://gmd.copernicus.org/articles/6/929/2013/>
- Masson, V., Lemonsu, A., Hidalgo, J. & Voogt, J. (2020) Urban climates and climate change. *Annual Review of Environment and Resources*, 45(1), 411–444. Available from: <https://doi.org/10.1146/annurev-environ-012320-083623>
- Mlawer, E.J., Taubman, S.J., Brown, P.D., Iacono, M.J. & Clough, S.A. (1997) Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 102(D14), 16663–16682. Available from: <https://doi.org/10.1029/97JD00237>
- Niyogi, D., Holt, T., Zhong, S., Pyle, P.C. & Basara, J. (2006) Urban and land surface effects on the 30 July 2003 mesoscale convective system event observed in the southern Great Plains. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 111(D19), D19107. Available from: <https://doi.org/10.1029/2005JD006746>
- Niyogi, D., Pyle, P., Ming Lei, S., Arya, P., Kishtawal, C.M., Shepherd, M. et al. (2011) Urban modification of thunderstorms: an observational storm climatology and model case study for the Indianapolis urban region. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 50(5), 1129–1144. Available from: <https://doi.org/10.1175/2010JAMC1836.1>, <https://journals.ametsoc.org/view/journals/apme/50/5/2010jamc1836.1.xml>
- Nuissier, O., Duffourg, F., Martinet, M., Ducrocq, V. & Lac, C. (2020) Hectometric-scale simulations of a mediterranean heavy-precipitation event during the hydrological cycle in the mediterranean experiment (HyMeX) first special observation period (SOP1). *Atmospheric Chemistry and Physics*, 20(23), 14649–14667. Available from: <https://doi.org/10.5194/acp-20>

- 14649-2020, <https://acp.copernicus.org/articles/20/14649/2020/>
- Oke, T. (1973) City size and the urban heat island. *Atmospheric Environment* (1967), 7(08), 769–779. Available from: [https://doi.org/10.1016/0004-6981\(73\)90140-6](https://doi.org/10.1016/0004-6981(73)90140-6)
- Oke, T.R., Mills, G., Christen, A., & Voogt, J.A. (2017) *Urban climate*. Cambridge, UK: Cambridge University Press, pp. 486–509.
- OpenStreetMap. (2021) *Données OpenStreetMap*. <https://www.openstreetmap.org>
- Pergaud, J., Masson, V., Malardel, S. & Couvreux, F. (2009) A parameterization of dry thermals and shallow cumuli for mesoscale numerical weather prediction. *Boundary-Layer Meteorology*, 132(07), 83–106. Available from: <https://doi.org/10.1007/s10546-009-9388-0>
- Pinty, J.-P. & Jabouille, P. (1998) A mixed-phase cloud parameterization for use in a mesoscale non-hydrostatic model: simulations of a squall line of orographic precipitation. In: *Proceedings of the Conference of Cloud Physics, 17–21 August 1998*. Boston, MA: American Meteorological Society, pp. 217–220.
- Platonov, V.S., Varentsov, M.I., Yarinich, Y.I., Shikhov, A.N. & Chernokulsky, A.V. (2024) A large mid-latitude city intensifies severe convective events: evidence from long-term high-resolution simulations. *Urban Climate*, 54, 101837. Available from: <https://doi.org/10.1016/j.uclim.2024.101837>, <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S2212095524000336>
- Raynaud, L. & Bouttier, F. (2015) Comparison of initial perturbation methods for ensemble prediction at convective scale. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 142(10), 854–866. Available from: <https://doi.org/10.1002/qj.2686>
- RDP. (2020) Research demonstration project Paris 2024 Olympics. http://www.umr-cnrm.fr/RDP_Paris2024
- Richardson, H., Basu, S. & Holtslag, B. (2013) Improving stable boundary-layer height estimation using a stability-dependent critical bulk Richardson number. *Boundary-Layer Meteorology*, 148, 93–109. Available from: <https://doi.org/10.1007/s10546-013-9812-3>
- Rodier, Q., Masson, V., Couvreux, F. & Paci, A. (2017) Evaluation of a buoyancy and shear based mixing length for a turbulence scheme. *Frontiers in Earth Science*, 5(08), 65. Available from: <https://doi.org/10.3389/feart.2017.00065>
- Rozoff, C.M., Cotton, W.R. & Adegoke, J.O. (2003) Simulation of St. Louis, Missouri, land use impacts on thunderstorms. *Journal of Applied Meteorology*, 42(6), 716–738. Available from: [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(2003\)042<0716:SOSLML>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(2003)042<0716:SOSLML>2.0.CO;2), https://journals.ametsoc.org/view/journals/apme/42/6/1520-0450_2003_042_0716_soslml_2.0.co_2.xml
- Ryu, Y.-H., Smith, J.A., Bou-Zeid, E. & Baeck, M.L. (2016) The influence of land surface heterogeneities on heavy convective rainfall in the Baltimore–Washington metropolitan area. *Monthly Weather Review*, 144(2), 553–573. Available from: <https://doi.org/10.1175/MWR-D-15-0192.1>, <https://journals.ametsoc.org/view/journals/mwre/144/2/mwr-d-15-0192.1.xml>
- Schoetter, R., Kwok, Y.T., de Munck, C., Lau, K.K.L., Wong, W.K. & Masson, V. (2020) Multi-layer coupling between SURFEX-TEB-v9.0 and Meso-NH-v5.3 for modelling the urban climate of high-rise cities. *Geoscientific Model Development*, 13(11), 5609–5643. Available from: <https://doi.org/10.5194/gmd-13-5609-2020>, <https://gmd.copernicus.org/articles/13/5609/2020/>
- Seity, Y., Brousseau, P., Malardel, S., Hello, G., Bénard, P., Bouttier, F. et al. (2011) The AROME-France convective-scale operational model. *Monthly Weather Review*, 139(3), 976–991. Available from: <https://doi.org/10.1175/2010MWR3425.1>, <https://journals.ametsoc.org/view/journals/mwre/139/3/2010mwr3425.1.xml>
- Shem, W. & Shepherd, M. (2009) On the impact of urbanization on summertime thunderstorms in Atlanta: two numerical model case studies. *Atmospheric Research*, 92, 172–189. Available from: <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2008.09.013>
- Shimadera, H., Kondo, A., Shrestha, K., Kitaoka, K. & Inoue, Y. (2015) Numerical evaluation of the impact of urbanization on summertime precipitation in Osaka, Japan. *Advances in Meteorology*, 2015, 379361. Available from: <https://doi.org/10.1155/2015/379361>
- Shu, C.-W. & Osher, S. (1988) Efficient implementation of essentially non-oscillatory shock-capturing schemes. *Journal of Computational Physics*, 77(2), 439–471. Available from: [https://doi.org/10.1016/0021-9991\(88\)90177-5](https://doi.org/10.1016/0021-9991(88)90177-5), <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0021999188901775>
- Song, X., Zhang, J., AghaKouchak, A., Roy, S.S., Xuan, Y., Wang, G. et al. (2014) Rapid urbanization and changes in spatiotemporal characteristics of precipitation in Beijing metropolitan area. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 119(19), 11250–11271. Available from: <https://doi.org/10.1002/2014JD022084>
- Stewart, I.D. & Oke, T.R. (2012) Local climate zones for urban temperature studies. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 93(12), 1879–1900. Available from: <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-11-00019.1>, <https://journals.ametsoc.org/view/journals/bams/93/12/bams-d-11-00019.1.xml>
- Tan, J., Youfei Zheng, X., Tang, C.G., Li, L., Song, G., Zhen, X. et al. (2009) The urban heat island and its impact on heat waves and human health in Shanghai. *International Journal of Biometeorology*, 54(10), 75–84. Available from: <https://doi.org/10.1007/s00484-009-0256-x>
- Tegen, I., Hollrig, P., Chin, M., Fung, I., Jacob, D. & Penner, J. (1997) Contribution of different aerosol species to the global aerosol extinction optical thickness: estimates from model results. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 102(D20), 23895–23915. Available from: <https://doi.org/10.1029/97JD01864>
- Theeuwes, N., Barlow, J., Teuling, A., Grimmond, C. & Kotthaus, S. (2019) Persistent cloud cover over mega-cities linked to surface heat release. *npj Climate and Atmospheric Science*, 2, 15. Available from: <https://doi.org/10.1038/s41612-019-0072-x>
- UN. (2022) *World population prospects 2022: summary of results*. New York: United Nations Department of Economic and Social Affairs.
- Varentsov, M., Wouters, H., Platonov, V. & Konstantinov, P. (2018) Megacity-induced mesoclimatic effects in the lower atmosphere: a modeling study for multiple summers over Moscow, Russia. *Atmosphere*, 9(2), 50. Available from: <https://doi.org/10.3390/atmos9020050>, <https://www.mdpi.com/2073-4433/9/2/50>
- Ventura, J.F.I. & Tabary, P. (2013) The new French operational polarimetric radar rainfall rate product. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 52(8), 1817–1835. Available from: <https://doi.org/10.1175/JAMC-D-12-0179.1>, <https://journals.ametsoc.org/view/journals/apme/52/8/jamc-d-12-0179.1.xml>
- Wang, R. & Spiteri, R.J. (2007) Linear instability of the fifth-order WENO method. *SIAM Journal on Numerical Analysis*, 45(5),

- 1871–1901. Available from: <http://www.jstor.org/stable/40232807>
- Wilks, D.S. (2006) *Statistical methods in the atmospheric sciences. International geophysics*, Vol. 100. Amsterdam: Elsevier Science. Available from: https://books.google.fr/books?id=_vSwyt8_OGEC
- Williams, E.R., Rosenfeld, D., Madden, N., Labrada, C., Gerlach, J.C. & Atkinson, L. (1999) The role of boundary layer aerosol in the vertical development of precipitation and electrification: another look at the contrast between lightning over land and over ocean. In: *11th International Conference on Atmospheric Electricity*. Washington, DC: National Aeronautics and Space Administration.
- Zhang, W., Villarini, G., Vecchi, G. & Smith, J. (2018) Urbanization exacerbated the rainfall and flooding caused by hurricane Harvey in Houston. *Nature*, 563, 384–388. Available from: <https://doi.org/10.1038/s41586-018-0676-z>
- Zhong, S. & Yang, X.-Q. (2015) Ensemble simulations of the urban effect on a summer rainfall event in the great Beijing metropolitan area. *Atmospheric Research*, 153, 318–334. Available from: <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2014.09.005>, <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0169809514003627>

How to cite this article: Forster, A., Augros, C. & Masson, V. (2024) Urban influence on convective precipitation in the Paris region: Hectometric ensemble simulations in a case study. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 1–24. Available from: <https://doi.org/10.1002/qj.4749>

Les point-clés du chapitre 4 :

- Meso-NH initialisé et couplé aux limites latérales par l'ensemble AROME-EPS est capable de simuler un cas de convection diurne sur Paris.
- L'ensemble URB simule un renforcement des précipitations dans le secteur *city*, situé au-dessus de l'agglomération parisienne, par rapport à l'ensemble NOURB
- Certaines membres de l'ensemble URB initient la convection directement sur la capitale contrairement aux membres de l'ensemble NOURB.
- Une augmentation du flux de chaleur sensible et de la hauteur de la couche limite est constatée lorsque l'urbanisation est considérée. Cela a pour conséquence de renforcer la convection au-dessus de Paris.
- Une quantité plus importante d'eau condensée est simulée au-dessus de la zone urbanisée, entraînant un renforcement des précipitations au-dessus de l'agglomération parisienne dans cette situation.
- La méthode ensembliste a montré son utilité dans la prise en compte des incertitudes relatives à la modélisation de cellules convectives diurnes.

Chapitre 5

Étude ensembliste de situations météorologiques convectives en région parisienne

Sommaire

5.1	Sélection de 5 situations météorologiques convectives	110
5.2	Évaluation des ensembles avec urbanisation (URB)	112
5.2.1	Températures à 2 m dans les zones urbaine et rurale	112
5.2.2	Hauteur de la couche limite en région parisienne	115
5.2.3	Évaluation des précipitations	118
5.3	Effets de l'environnement urbain sur l'atmosphère	120
5.3.1	Modification des précipitations	121
5.3.2	Effet de l'urbanisation sur la température à 2 m	123
5.3.3	Effet de l'urbanisation sur le flux de chaleur sensible	126
5.3.4	Développement de la couche limite urbaine	127
5.3.5	Vitesse du vent vertical	129
5.4	Pourquoi l'effet de la ville n'est pas constaté pour toutes les situations ?	131
5.4.1	Influence de la meso-échelle	131
5.4.2	Renforcement du potentiel convectif en milieu urbain durant la nuit .	135
5.4.3	Influence du vent de moyenne troposphère sur la zone la plus touchée par les orages	138
5.5	Synthèse de l'analyse d'ensembles de plusieurs situations convectives .	142

Les travaux présentés ici prennent appui sur la méthode définie dans le chapitre 4 pour étudier l'effet de l'urbanisation en région parisienne sur différentes situations météorologiques convectives. Cette méthode permet de synthétiser les processus clés dans l'interaction entre la ville et l'atmosphère pouvant impacter les cumuls de pluie au-dessus ou autour de la ville. À travers l'utilisation de 2 configurations de Meso-NH sous forme ensembliste avec urbanisation (URB) et sans (NOURB), ce chapitre analyse 5 situations météorologiques convectives ayant eu lieu entre 2017 et 2023 en région parisienne. Les 5 situations retenues ont été présentées en détail dans le chapitre 3 et un résumé des caractéristiques atmosphériques est donné dans la section 5.1. L'ensemble de simulations URB est évalué par rapport aux observations pour des variables météorologiques pertinentes dans l'interaction ville-atmosphère en section 5.2. Une comparaison entre les ensembles URB et NOURB est présentée en section 5.3 et les effets de l'urbanisation en région parisienne sur l'atmosphère sont mis en avant. La section 5.4 étudie les différents processus qui peuvent entraîner des effets de la ville sur la convection en fonction de la situation. Enfin, une synthèse est proposée avec la section 5.5.

5.1 Sélection de 5 situations météorologiques convectives

La non-linéarité des équations utilisées en météorologie entraîne une très faible prévisibilité des situations convectives et incite à ne pas déduire de conclusion trop générale sur l'effet de l'urbanisation en s'appuyant uniquement sur un seul cas d'étude (Liu et Niyogi, 2019). Afin de renforcer la robustesse de l'analyse, des simulations d'ensemble à l'échelle hectométrique sont effectuées pour plusieurs situations convectives à Paris. Pour cela, les situations orageuses relevées par les partenaires du RDP Paris2024 (RDP, 2020) lors des campagnes de mesure PANAME2022 et PANAME2023 ont été sélectionnées (chapitre 3).

Les cinq situations étudiées incluent deux cas de convection organisée en juillet 2017 et en août 2022, deux cas de convection isolée avec des développements de cellules convectives diurnes pour le 7 mai 2022 et le 17 juin 2023 et un cas de convection nocturne isolée lors des orages de la nuit du 22 au 23 juin 2022. Un résumé des conditions météorologiques s'appuyant sur les observations disponibles pour chacune des situations est donnée dans le Tableau 5.1. La situation synoptique est déterminée à l'aide des analyses synoptiques fournies dans les bulletins climatiques quotidiens sur la France⁶. Afin d'estimer le type de convection et sélectionner la période d'occurrence des orages, les données de la mosaïque radar du réseau de Météo-France sont utilisées (Laurantin, 2013). La force et la direction du vent à 700 hPa sont obtenues à l'aide des observations relevées par les aéronefs (données AMDAR, chapitre 3) sur la région parisienne juste avant l'occurrence des orages. Le niveau

6. https://donneespubliques.meteofrance.fr/?fond=produit&id_produit=129&id_rubrique=29

TABLEAU 5.1 – Tableau résumant les principales caractéristiques des situations météorologiques étudiées.

	9 juillet 2017	7 mai 2022	22 juin 2022	16 août 2022	17 juin 2023
Situation synoptique	Thalweg au large de la France et dépression sur le centre de la France	Faible anomalie de géopotential à 500 hPa et front froid sur la Manche	Goutte froide sur le golfe de Gascogne et front chaud remontant sur la région parisienne	Profond thalweg au large de la France et dépression centrée sur la Bretagne	Dorsale anticyclonique sur le nord de la France et passage d'un front chaud sur Paris
Type de convection	Orages multicellulaires	Cellule convective isolée	Orage isolé nocturne	Orages multicellulaires	Orage isolé
Période des orages	18-00 UTC	12-18 UTC	21-03 UTC	12-18 UTC	12-18 UTC
Force du vent à 700 hPa (relevés AMDAR)	7.2 m s ⁻¹	3.1 m s ⁻¹	1.5 m s ⁻¹	7.7 m s ⁻¹	5.7 m s ⁻¹
Provenance du vent à 700 hPa (relevés AMDAR)	Est	Nord	Sud	Sud-Ouest	Ouest
ICU moyen avant les orages	1.8°C	0.6°C	2.4°C	0.0°C	0.2°C
Hauteur de la couche limite à 12 UTC	1000 m	1000 m	1400 m	700 m	/
Cumul de précipitations maximal sur 6 h en région parisienne	50 mm	25 mm	15 mm	50 mm	15 mm
Période de cumul retenue	18-00 UTC	12-18 UTC	21-03 UTC le 23 juin	12-18 UTC	12-18 UTC

700 hPa est retenu pour déterminer la direction de déplacement des cellules convectives dans la région, comme dans le Chapitre 2. L'intensité moyenne de l'îlot de chaleur urbain (ICU) avant les orages est calculée en comparant la moyenne des observations du réseau de Météo-France situées dans la zone urbanisée parisienne et celles situées dans les zones rurales autour (voir la section 5.2.1 pour plus de détails). La hauteur de couche limite est déterminée visuellement à partir des données du radiosondage disponibles à 12 UTC sur la région parisienne. Elle s'appuie sur l'inversion de θ observée généralement sur les deux premiers kilomètres de l'atmosphère. En raison de problèmes techniques sur le site du lâcher du ballon sonde, aucune donnée n'est disponible pour la journée du 17 juin 2023.

Enfin, les données ANTILOPE, décrites dans le chapitre 3 permettent d'estimer le cumul de précipitation maximal observé sur Paris pour chaque situation.

Pour étudier l'effet de l'urbanisation sur ces situations convectives en région parisienne, les deux configurations de Meso-NH sous forme ensembliste décrites dans le chapitre 4 sont utilisées avec une résolution horizontale de 300 m. Les deux ensembles URB, avec une description détaillée des surfaces urbanisées, et NOURB où les villes sont remplacées par la végétation prédominante, sont employées pour les tests de sensibilité à l'urbanisation. Pour simuler les cas de 2022 et 2023, 15 membres issus du système de prévision d'ensemble AROME-EPS servent à initialiser et forcer aux limites latérales Meso-NH. Pour ces 4 situations, ce sont les sorties du modèle AROME-EPS de 9 UTC qui sont employées et permettent de forcer toutes les 3 h Meso-NH. Comme expliqué dans le chapitre 4, des pertes en raison de problèmes techniques sur les machines de stockage de Météo-France n'ont pas permis de récupérer le 16^{ème} membre d'AROME-EPS. Pour le cas d'étude le plus ancien, le 9 juillet 2017, les données de la prévision d'ensemble AROME-EPS n'ont pas été stockées par Météo-France et n'ont ainsi pas pu être utilisées. Le choix a donc été fait d'utiliser l'analyse d'ensemble issue du modèle d'ensemble européen IFS décrit dans le chapitre 3. Pour cette situation, les deux configurations de Meso-NH ont été initialisées et forcées aux limites latérales par 15 membres sélectionnés aléatoirement de l'analyse d'ensemble d'IFS. Ceux-ci ont permis une initialisation des simulations à 00 UTC le 9 juillet 2017 avec un forçage aux limites latérales toutes les 6 h.

5.2 Évaluation des ensembles avec urbanisation (URB)

5.2.1 Températures à 2 m dans les zones urbaine et rurale

L'îlot de chaleur urbain peut influencer le déclenchement (Niyogi *et al.*, 2011) ou le renforcement (Bornstein et Lin, 2000 ; Shem et Shepherd, 2009) de la convection. Pour cette raison, l'ICU et la température proche de la surface simulés avant l'occurrence des orages sont évalués. Pour cette évaluation, la moyenne parmi les membres de l'ensemble URB de la température à 2 m du point du modèle situé le plus proche de chaque station est comparée à celle mesurée par le réseau de stations de Météo-France. Les températures ont été moyennées sur 3 heures pour prendre en compte d'éventuelles variations temporelles de la localisation et de l'intensité de l'ICU juste avant l'occurrence de la convection. L'intervalle temporel retenu est centré sur le début de la période de cumul des précipitations (Tableau 5.1). Par exemple, pour la situation du 9 juillet 2017, les orages ont eu lieu entre 18 et 00 UTC. Les températures à 2 m sont moyennées entre 17 et 19 UTC.

Pour évaluer l'intensité de l'ICU, deux groupes de stations ont été définis en fonction des données disponibles sur la zone d'étude. Un groupe de stations urbaines et un autre de stations rurales qui s'appuient sur celles utilisées dans le chapitre 2. Les quatre stations

rurales sont : Changis à l'est, Saint-Witz au nord, Pontoise à l'ouest et Courdimanche au sud de Paris (Figure 5.1). Les trois stations urbaines, toutes dans Paris intra-muros, sont Lariboisière située au nord de la Seine au milieu de bâtiments, Luxembourg située au sud de la Seine dans le Jardin du Luxembourg et la station Montsouris située dans la partie sud de Paris intra-muros au sein du parc Montsouris (Figure 5.1). Les données de température pour les stations Lariboisière et Luxembourg ne sont pas disponibles en 2017 et seules les données de la station de Paris Montsouris ont pu être récupérées pour l'évaluation des simulations de la situation du 9 juillet 2017.

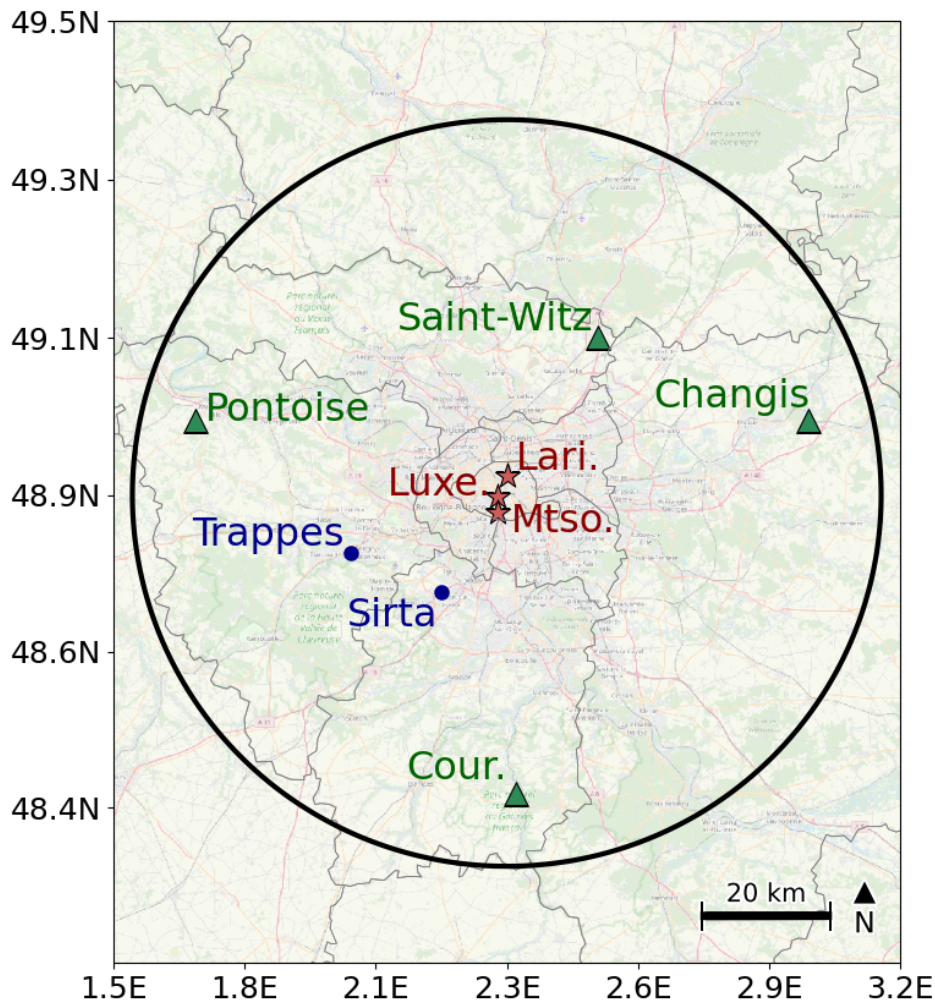


FIGURE 5.1 – Stations sélectionnées pour l'évaluation des températures à 2 m et de l'ICU de l'ensemble URB. Les stations rurales représentées par un triangle vert sont Changis à l'est, Saint-Witz au nord, Pontoise à l'ouest et Courdimanche au sud de Paris. Les stations urbaines illustrées par des étoiles rouges sont du nord au sud, Lariboisière, Luxembourg et Montsouris. Le site du SIRTA et le site de Trappes également utilisés pour l'évaluation de l'ensemble URB sont indiqués en bleu. Le cercle noir est centré sur Paris et son diamètre est de 120 km.

Les distributions des températures à 2 m observées et simulées pour chacune des situations météorologiques sont montrées dans la Figure 5.2. Les températures à 2 m

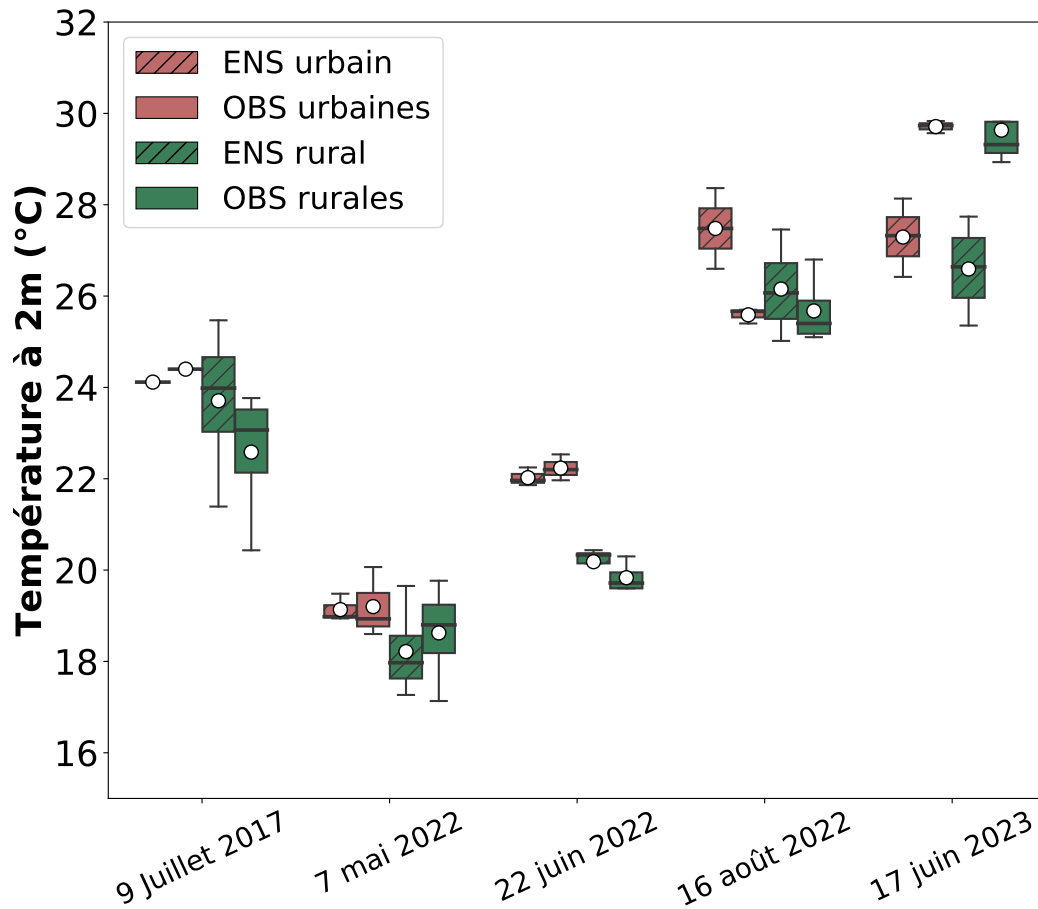


FIGURE 5.2 – Distribution pour chaque situation météorologique des températures à 2 m observées et modélisées aux stations rurales et urbaines. Les températures modélisées sont moyennées sur l'ensemble URB. Les températures observées et modélisées sont moyennées temporellement sur 3 heures centrées sur le début de la période de cumul des précipitations (Tableau 5.1). Il s'agit respectivement de la période 17-19 UTC pour le 9 juillet 2017, 11-13 UTC pour le 7 mai, le 16 août 2022 et le 17 juin 2023 et 20-22 UTC pour le 22 juin 2022.

présentent de fortes différences entre les situations. Avant l'occurrence des orages, elles sont en moyenne autour de 18°C aux stations rurales pour la situation du 7 mai 2022, alors qu'elles sont autour de 26°C en moyenne pour le 16 août, voire plus de 29°C pour le 17 juin 2023. Cela est cohérent avec les conditions synoptiques pour chacune des situations avec un flux de nord advectant des masses d'air froides sur la région parisienne le 7 mai 2022 et un flux de sud-ouest advectant des masses d'air chaudes le 16 août 2022.

L'évaluation de l'ensemble URB montre que la température est bien simulée en moyenne d'ensemble pour le 9 juillet 2017, le 7 mai, le 22 juin et le 16 août, avec peu de dispersion entre les stations, à l'exception du 9 juillet 2017 dans la zone rurale. L'ensemble URB surestime de 1°C en moyenne la température en milieu rural pour le 9 juillet et de 2°C en moyenne en milieu urbain pour le 16 août. La situation du 17 juin 2023 est moins bien simulée et un biais froid de plus de 2.5°C est trouvé pour l'ensemble URB dans les zones

rurale et urbaine.

L'intensité de l'îlot de chaleur urbain est calculée pour Meso-NH et les observations depuis les différences entre les températures en milieu urbain et rural. L'ICU obtenu à partir des observations varie fortement d'une situation à l'autre, nul pour le 16 août à presque 3°C pour le 22 juin. Pour cette dernière, l'intervalle temporel du calcul est en début de nuit (20-22 UTC) et un îlot de chaleur urbain plus intense peut être attendu. L'ICU calculé à partir des simulations est plus intense pour toutes les situations. Il est de 0.5°C pour le 9 juillet et de 2°C pour le 16 août par exemple. Pour la situation du 22 juin 2022, l'ICU simulé est plus proche des observations avec un peu plus de 2.5°C. Les températures simulées sont issues de la température à 2 m calculée dans le canyon urbain (chapitre 3), elles représentent la température moyenne de la zone urbaine alors que les observations disponibles sont localisées dans des parcs, sauf pour Lariboisière. Elles indiquent donc plutôt la valeur moyenne des températures dans les parcs urbains. Il est donc normal d'avoir un ICU plus intense pour les simulations que pour les observations.

En résumé, pour la situation du 17 juin 2023 l'ensemble URB présente des biais importants pour la température et l'ICU. Pour le 9 juillet, le 7 mai et le 22 juin, les biais de la température et de l'ICU sont faibles. Pour le 16 août, un biais positif est trouvé en milieu urbain, cela entraîne une surestimation de l'ICU.

5.2.2 Hauteur de la couche limite en région parisienne

La hauteur de la couche limite en région parisienne simulée par les ensembles Meso-NH est évaluée, car selon Niyogi *et al.* (2011), elle peut jouer un rôle important dans le renforcement de la convection au-dessus de la ville. L'évaluation s'appuie sur le profil vertical de température potentielle (θ) mesuré par le radiosondage de Trappes situé à l'ouest de Paris (Figure 5.1) et simulé par les ensembles URB au point modèle le plus proche de l'observation. Une forte augmentation de θ avec l'altitude, indiquant une inversion généralement constatée en basses couches (entre 500 et 2000 m dans l'après-midi), est un bon indicateur de la hauteur de la couche limite. Cette zone de forte augmentation de θ est donc utilisée ici pour déterminer la hauteur de la couche limite. Les résultats sont présentés sur la colonne de gauche de la Figure 5.3 pour chaque situation pour laquelle le radiosondage de 12 UTC de Trappes était disponible. Une évaluation de la hauteur de la couche limite est également faite avec les données du site instrumenté du SIRTA (voir Figure 5.3, graphes sur la colonne de droite), localisé au sud-ouest de Paris (Figure 5.1). Les données sont décrites plus en détails dans le chapitre 3. Pour comparer ces données avec les simulations, le même diagnostic de hauteur de couche limite issu de Meso-NH utilisé dans le chapitre 4 est appliqué ici. Celui-ci n'étant pas valide la nuit, les séries temporelles sur la Figure 5.3 sont coupées à 20 UTC. Les valeurs du diagnostic Meso-NH sont ainsi comparées avec la hauteur de couche limite observée issue de l'algorithme du

SIRTA. Bien que les deux méthodes ne soient pas identiques, elles permettent toutes les deux d’avoir une estimation du développement de la couche limite et de pouvoir comparer au premier ordre l’évolution de celle-ci dans les simulations et les observations.

En fonction des situations convectives étudiées, les données de hauteur de couche limite issues du SIRTA ne sont pas toujours exploitables, notamment en raison de la formation de petites averses sur la région parisienne en journée. C’est le cas pour la situation du 9 juillet 2017 et du 17 juin 2023 où les algorithmes de calcul du SIRTA ne donnent aucune information exploitable. C’est également le cas pour le radiosondage de Trappes où des problèmes techniques ont eu lieu le 17 juin 2023. Seules les situations du 7 mai 2022, 22 juin 2022 et 16 août 2022 sont couvertes par toutes les observations pertinentes.

D’importantes différences au niveau de la température potentielle observée apparaissent (Figure 5.3, colonne de gauche) entre les situations météorologiques. La hauteur de la couche limite est située autour de 700 m pour le 22 juin 2022 et 1000 m pour le 7 mai 2022. Pour le 9 juillet et le 16 août, l’inversion de θ est moins visible dans les basses couches. Une première inversion faible apparaît pour le 9 juillet vers 700 m, tandis qu’une seconde se forme vers 1000 m. Le 16 août, les zones d’inversion sont mieux définies, une à 1000 m et une autre autour de 2100 m au-dessus du sol. Ces deux niveaux seront discutés dans le paragraphe suivant pour estimer la hauteur de la couche limite ce jour-là.

La comparaison de θ observée avec θ simulée montre la capacité des ensembles à bien simuler la structure de la couche limite, notamment la hauteur de celle-ci, avec une croissance importante, dite inversion, de θ à une altitude plus ou moins élevée en fonction du membre d’ensemble et de la situation météorologique considérée. Néanmoins, de fortes différences apparaissent au sein même de l’ensemble pour une situation donnée, avec parfois plus de 1000 m de différence de la hauteur de couche limite entre différents membres de l’ensemble. Pour le 16 août par exemple, le membre 11 simule une hauteur de couche limite de 500 m alors que le membre 8 plus de 1500 m. L’analyse des profils verticaux de θ met en évidence une surestimation de θ par Meso-NH en dessous de 1000 m d’altitude à Trappes, à l’exception de quelques membres pour le 7 mai, le 16 août et le 22 juin. Une forte dispersion d’ensemble apparaît pour les valeurs de θ sur les premiers mètres de l’atmosphère avec parfois 4 à 5°C de différence entre le membre le plus froid et le membre le plus chaud. La dispersion voulue au sein d’un ensemble (Bouttier *et al.*, 2016) peut en partie expliquer ces différences, bien que celles-ci soient également dues à l’initiation de la convection qui se fait parfois plus tôt dans certains membres de l’ensemble URB et induit rapidement une baisse de θ et de la hauteur de la couche limite.

Les données du SIRTA permettent de compléter les données sur la région parisienne avec une évaluation de l’évolution temporelle de la hauteur de la couche limite près de Paris. Les résultats, pour les 3 situations sur 5 pour lesquelles ces données sont disponibles, sont présentés sur la colonne de droite de la Figure 5.3. L’absence de données d’observation à certaines heures de la journée traduit l’occurrence d’une forte couverture nuageuse ou

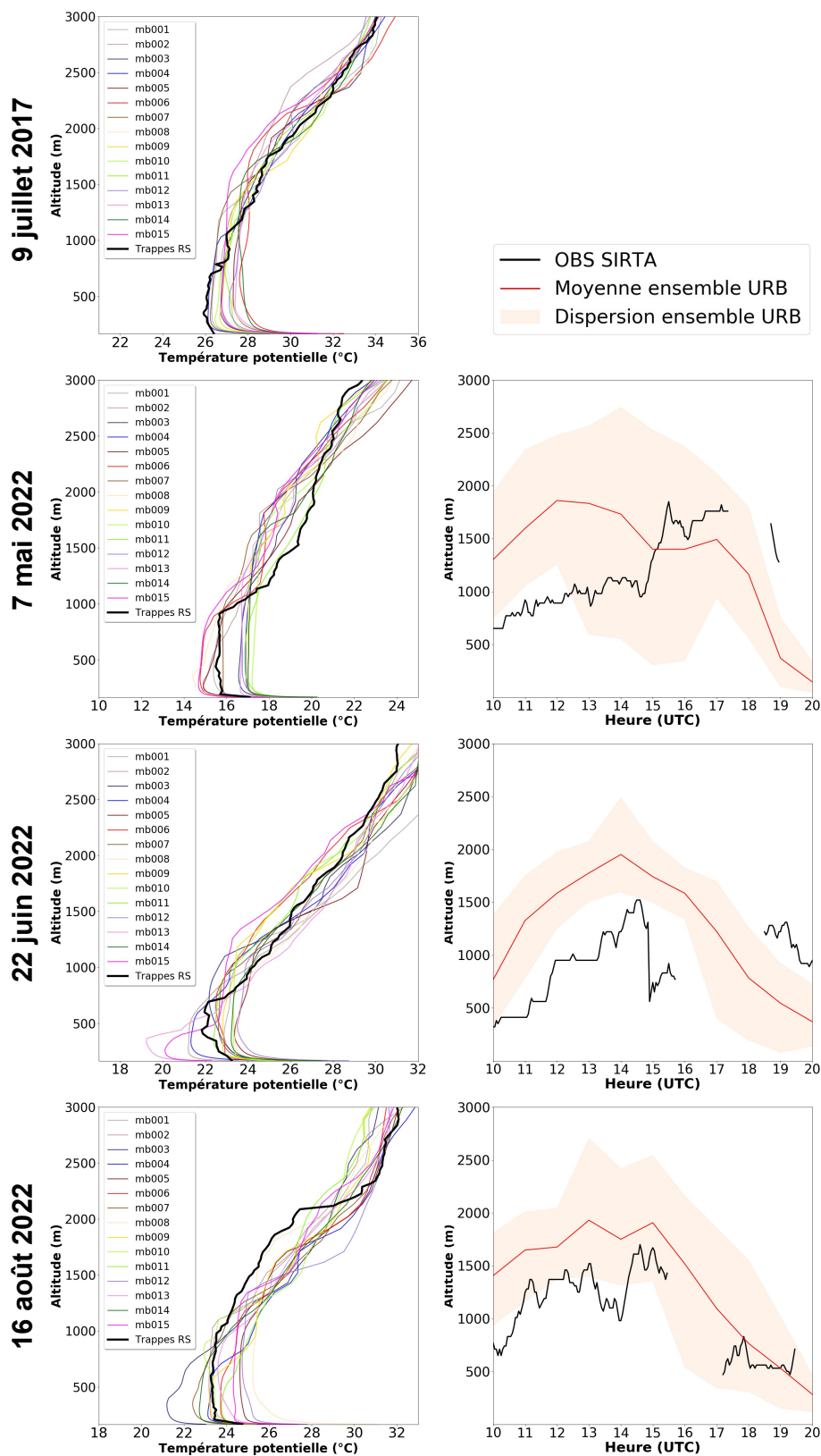


FIGURE 5.3 – Colonne de gauche : Profil vertical de θ observée à Trappes et simulée par chaque membre de l’ensemble URB pour chaque situation convective. Colonne de droite : Série temporelle de la hauteur de couche limite pour chaque situation convective observée sur le site du SIRTA et simulée pour l’ensemble URB. Données non disponibles le 17 juin 2023 à Trappes et au SIRTA et le 9 juillet 2017 au SIRTA.

de précipitations.

Meso-NH a tendance à surestimer la hauteur de la couche limite pour les situations du 7 mai et du 22 juin et dans une moindre mesure pour la situation du 16 août. Le 7 mai apparaît comme étant le moins bien simulé en termes de hauteur de couche limite, avec une très forte variabilité de l'ensemble et une couche limite beaucoup plus développée que les observations entre 12 et 14 UTC. En fin d'après-midi, celle-ci est simulée en moyenne plus basse alors qu'au contraire, une hausse de la couche limite est observée sur le site du SIRTÀ. Ces fortes différences peuvent s'expliquer par la présence de nombreux nuages durant la journée du 7 mai et de petites averses dans certains membres de l'ensemble ayant modifié la couche limite simulée par l'ensemble et menant à une forte dispersion entre 12 et 17 UTC. La hauteur de la couche limite est mieux simulée pour le 16 août avec en début d'après-midi une moyenne d'ensemble autour de 1600 m contre 1400 à 1500 m pour les observations. Au regard des données du radiosondage de Trappes pour le 16 août ([Figure 5.3](#), colonne de gauche), il semble que l'inversion de θ à 1000 m soit le meilleur indicateur de la hauteur de la couche limite ce jour-là. En combinant les deux sources de données, il apparaît que la couche limite atteignait une hauteur de 1000 à 1100 m, le 16 août sur la région parisienne, et non 2000 m comme le radiosondage pourrait indiquer. Pour la situation du 22 juin 2022, l'ensemble simule mieux le cycle diurne du développement de la couche limite avec un maximum de 1800 m atteint autour de 15 UTC quasiment au même moment qu'observé. Mais bien que l'évolution temporelle soit bien reproduite, l'ensemble simule en moyenne une couche limite 200 à 300 m plus haute que dans les observations.

En résumé, hormis la situation du 7 mai, les ensembles du modèle Meso-NH simulent relativement bien le développement de la couche limite en journée. Les effets du milieu urbain sur le développement de la couche limite et son impact sur la convection pourront donc être étudiés à travers les comparaisons de simulations avec et sans ville dans la suite de l'étude.

5.2.3 Évaluation des précipitations

Les cumuls de précipitations simulés par les ensembles Meso-NH sont évalués pour la région parisienne. L'objectif principal de cette étude étant de quantifier l'impact de l'urbanisation sur la convection et les précipitations. Pour cela, il est important que les simulations soient capables de générer des précipitations au-dessus de la région parisienne, et dans des quantités similaires aux observations. Un diagnostic a été mis en place pour l'évaluation de la précipitation simulée par les ensembles Meso-NH. Il permet d'analyser les précipitations dans un cercle de diamètre 120 km centré sur Paris ([Figure 5.1](#)). Pour chaque situation, la surface du disque couvert par des cumuls de précipitations sur 6 h supérieurs à plusieurs seuils, allant de 0.1 mm à 25 mm, est calculée pour les observations

et pour chaque membre de l'ensemble URB. La période de cumul de 6 h est adaptée à chaque situation (Tableau 5.1) pour couvrir l'intégralité des cellules convectives qui sont simulées par les ensembles. Les résultats sont comparés aux observations issues des données ANTILOPE décrites dans le chapitre 4 et sont résumés dans la Figure 5.4.

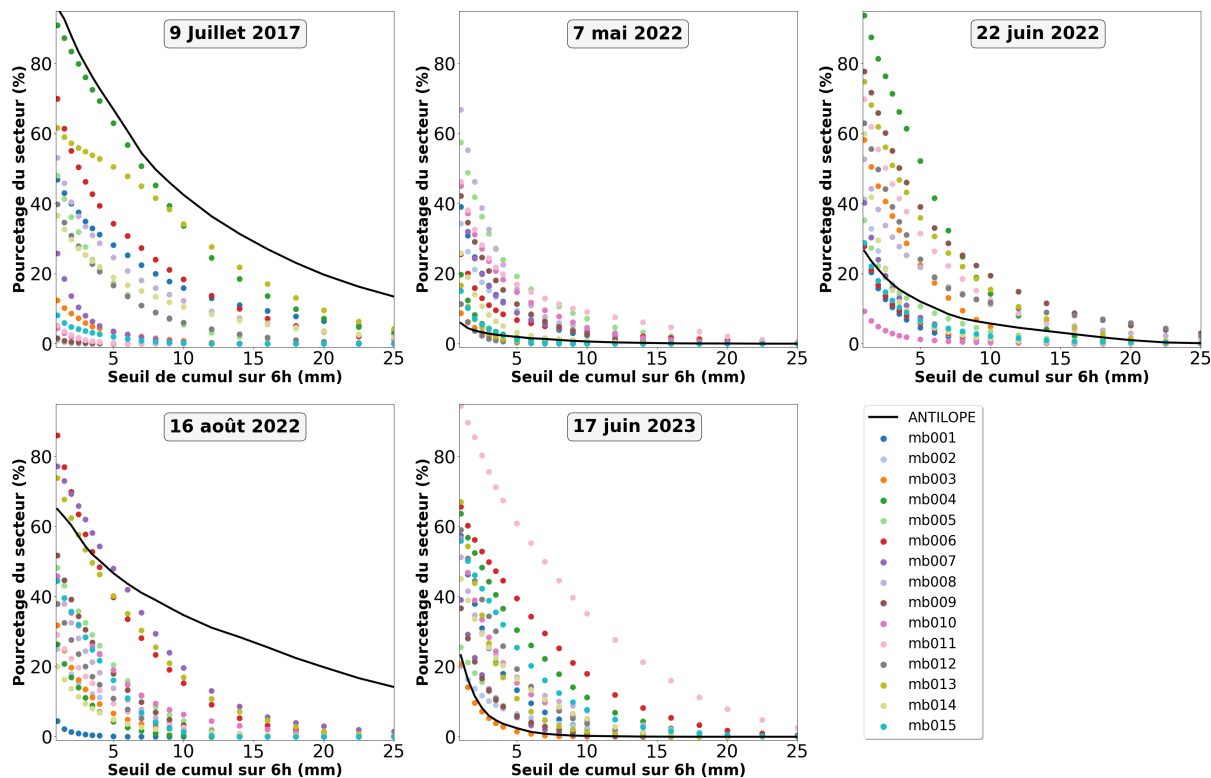


FIGURE 5.4 – Pourcentage de surface au sein du cercle défini sur la Figure 5.1 couvert par des cumuls de précipitations sur 6 h supérieurs à différents seuils (allant de 0.1 à 25 mm) pour chacun des membres de l'ensemble URB pour chaque situation étudiée. La courbe noire illustre le même diagnostic, mais appliqué aux cumuls de précipitations ANTILOPE. Les périodes de cumul sur 6 h pour chaque cas d'étude sont les mêmes que celles définies dans le Tableau 5.1.

Selon les observations ANTILOPE, deux groupes de situations se découpent. Le 9 juillet 2017 et le 16 août 2022, sont concernées par des orages organisés (Tableau 5.1) donnant lieu à de forts cumuls sur une vaste zone, les cumuls de précipitations de plus de 5 mm sont observées sur la moitié du disque défini dans la Figure 5.1. Les journées du 7 mai 2022, 22 juin 2022 et 17 juin 2023, ce sont des orages isolés qui se forment, les zones touchées par des précipitations importantes sont bien moindres. On observe seulement 17% du disque couvert par des cumuls sur 6 h supérieurs à 5 mm pour le 22 juin 2022, c'est encore moins pour les deux autres situations.

Pour les cas de convection organisée, l'étendue spatiale des cumuls de précipitations simulée pour les ensembles est sous-estimée. Cela s'observe pour tous les seuils de cumuls, avec en particulier un renforcement des sous-estimations pour le membre le plus proche des observations lorsque les cumuls considérés sont élevés. Pour les faibles cumuls (inférieurs à 5 mm) seuls quelques membres de l'ensemble URB parviennent à être proches des

observations pour le 16 août, alors que tous les membres sous-estiment la surface concernée par des faibles cumuls pour le 9 juillet 2017. Lors des situations de convection isolée, on observe le contraire, les membres sur-estiment la surface du disque concernée par des cumuls de précipitations, pour tous les seuils de cumul. C'est notamment le cas pour le 7 mai 2022 et le 17 juin 2023 où le seuil de 5 mm est dépassé sur 10% du disque pour 5 membres le 7 mai et 7 membres le 17 juin. Alors que seul 3% du disque est concerné par des cumuls de plus de 5 mm selon les observations pour ces deux journées. La situation du 22 juin 2022 est mieux simulée par l'ensemble avec certains membres très proches des observations. La dispersion au sein des ensembles est forte pour toutes les situations étudiées. Certains membres simulent parfois plus de 80% du secteur couvert par un cumul de plus de 1 mm de précipitations en 6 h pour le 9 juillet 2017 alors que d'autres ne simulent pas plus de 10% du secteur couvert par le même cumul.

Les ensembles ont des difficultés à simuler les bonnes couvertures spatiales des précipitations, et cela, pour l'ensemble des seuils de cumul considérés. Une hypothèse permettant d'expliquer cela vient des fichiers d'initialisation et de forçages fournis par le modèle AROME-EPS pour les 4 situations les plus récentes. Une comparaison entre les précipitations simulées par la prévision AROME-EPS et les simulations Meso-NH est proposée en annexe. Elle montre que AROME-EPS a également tendance à surestimer les cumuls de précipitations pour les situations du 7 mai 2022 et du 17 juin 2023 (Annexe A). Pour les autres situations, des tests complémentaires pourraient être menés pour comprendre les processus responsables de ces différences. Le même diagnostic pourrait également être appliqué sur d'autres situations convectives avec un ensemble de simulations à 300 m pour estimer si les sur-estimations, resp. sous-estimations du modèle se retrouvent dans d'autres situations de convection isolée, resp. organisée.

Cette comparaison effectuée avec les observations est essentielle pour évaluer la pertinence des ensembles utilisés. Elle semble montrer des difficultés à simuler correctement avec Meso-NH les situations convectives, preuve que de nombreuses incertitudes sont toujours présentes dans les simulations numériques de ces phénomènes de petites échelles. Néanmoins, le but principal de cette étude est d'utiliser les ensembles, avec toute la variabilité qui les caractérise, pour quantifier l'effet de la ville sur la convection et les précipitations. L'incertitude et les difficultés de simulation inciteront les conclusions de l'étude à prendre en compte cette forte variabilité.

5.3 Effets de l'environnement urbain sur l'atmosphère

L'étude se concentre à présent sur les variables atmosphériques pouvant être influencées par l'environnement urbain. Pour quantifier cet effet, l'intégralité de cette section fait intervenir des comparaisons entre l'ensemble avec urbanisation, URB et l'ensemble sans, NOURB. Plusieurs variables sont comparées, il s'agit des cumuls de précipitations sur

6 h, des températures à 2 m, des flux de chaleur sensible, de la hauteur de couche limite, et de la vitesse du vent vertical. Toutes ces variables sont considérées comme pertinentes dans la littérature étudiant l'influence de l'urbanisation sur la convection atmosphérique (Guo *et al.*, 2006 ; Zhong et Yang, 2015 ; Bélair *et al.*, 2018 ; Luo *et al.*, 2022).

5.3.1 Modification des précipitations

Comme le relèvent Liu et Niyogi (2019) dans leur revue des conséquences du milieu urbain sur les précipitations, la ville peut augmenter les précipitations directement au-dessus ou en aval du vent dominant. Pour quantifier cet effet, on étudie la différence entre la moyenne sur l'ensemble URB des précipitations accumulées sur 6 h et celle de l'ensemble NOURB (Figure 5.5).

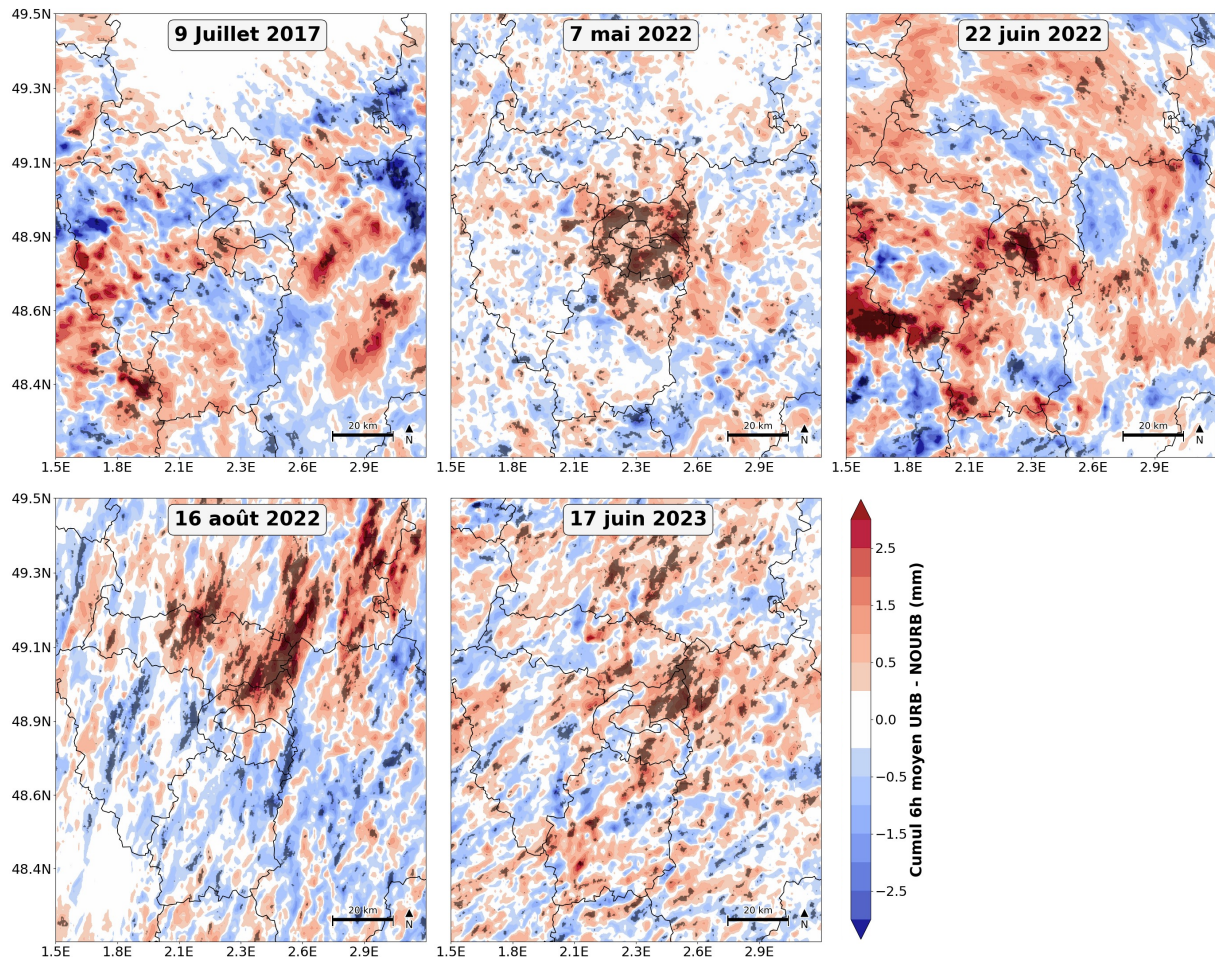


FIGURE 5.5 – Différence de la moyenne sur l'ensemble URB du cumul de précipitation sur 6 h avec la moyenne de l'ensemble NOURB (URB-NOURB) pour chaque situation météorologique. La période de cumul sur 6 h est définie dans le Tableau 5.1. Les points noirs sur les cartes indiquent les zones où les différences entre les ensembles URB et NOURB sont significatives avec un degré de confiance à 95% selon le test de Wilcoxon.

Une augmentation des précipitations pour l'ensemble URB au-dessus et autour de l'agglomération parisienne apparaît clairement pour 2 des 5 situations météorologiques. Il

s'agit du 7 mai 2022, une situation avec une convection diurne isolée et du 16 août 2022, une situation avec des forts orages remontant par le sud-ouest. Pour la situation du 7 mai, les précipitations sont plus importantes au-dessus de l'agglomération parisienne, avec parfois 2 à 3 mm de précipitation en plus pour l'ensemble URB, en attestent les valeurs positives sur Paris. Pour le 16 août, les précipitations semblent plutôt renforcées en aval de Paris selon l'orientation du vent dominant du sud-ouest ce jour-là (voir Tableau 5.1). Cette augmentation atteint plus de 3 mm directement au nord de la capitale. Ailleurs sur le domaine, des petites différences sont également simulées entre URB et NOURB, mais elles sont bien moindres qu'au-dessus et autour de la région parisienne.

La situation du 9 juillet 2017 semble être, à l'inverse des deux situations précédentes, un cas où l'urbanisation n'a pas eu d'effet sur les précipitations. Les différences entre URB et NOURB sont très bruitées sur l'ensemble du domaine. Des valeurs positives et négatives apparaissent un peu partout et ne permettent pas de déterminer une zone dans laquelle les précipitations sont impactées par la ville.

Pour le 22 juin 2022 et le 17 juin 2023, l'effet de l'urbanisation est plus difficile à visualiser en raison de la forte variabilité sur la localisation des orages dans les simulations. Le 22 juin 2022, de nombreuses zones avec une forte augmentation des précipitations pour l'ensemble URB sont simulées, mais celles-ci sont situées à l'ouest, à plus d'une cinquantaine de kilomètres du centre-ville parisien, alors que le vent souffle du sud (Tableau 5.1). Il n'est donc pas physiquement plausible que cette augmentation soit due à l'urbanisation. Une augmentation des précipitations est également visible au-dessus de la ville de Paris, avec une étendue spatiale de l'ordre d'une vingtaine de kilomètres, mais celle-ci semble plutôt résulter du caractère aléatoire du passage des orages en raison des différences importantes présentes sur l'ensemble du domaine. Enfin, pour la situation du 17 juin 2023, l'effet de la ville sur les précipitations semble également relativement faible avec des différences positives et négatives sur l'ensemble du domaine. Il apparaît néanmoins que les précipitations sont légèrement augmentées à l'est immédiat du centre-ville parisien et au nord-est, sous le vent.

Afin de vérifier la significativité de la différence des cumuls moyens des précipitations, un test de Wilcoxon a été appliqué en chaque point du domaine. Chaque point du domaine où l'hypothèse que l'échantillon URB est différent de l'échantillon NOURB est vérifiée avec un degré de confiance supérieur à 95% est indiqué par un point noir (Figure 5.5). À partir de résultats statistiques, il ressort que les précipitations sont significativement augmentées pour l'ensemble URB au-dessus de l'agglomération parisienne pour le 7 mai et en aval de Paris pour le 16 août. Au contraire, pour le 9 juillet 2017, très peu de zones du domaine indiquent une différence significative entre les ensembles URB et NOURB, on ne peut donc pas privilégier de zones en termes d'impact de l'environnement urbain sur les précipitations dans cette situation. Pour le 22 juin, le test permet de voir que la zone d'augmentation de précipitations au-dessus de Paris est significative, tout comme le sont

également les zones à l'ouest de Paris. Mais les répartitions des zones d'augmentation et de diminution des précipitations semblent plutôt dues au hasard en raison de leur répartition sur tout le domaine étudié. Cette hypothèse sera vérifiée dans la section 5.4.2. Enfin, pour la situation du 17 juin 2023, le test de Wilcoxon indique que les précipitations sont significativement augmentées au-dessus et à l'est de Paris, une zone située en aval du vent dominant, bien que ces différences ne dépassent pas 1 à 2 mm en moyenne. Il apparaît donc qu'un renforcement des précipitations au-dessus et en aval de l'agglomération parisienne existe pour 3 des 5 situations, ce sont le 7 mai 2022, le 16 août 2022 et le 17 juin 2023. Pour les 2 autres situations, les surfaces urbanisées ne modifient pas les précipitations de manière pertinente.

5.3.2 Effet de l'urbanisation sur la température à 2 m

La différence de température moyenne à 2 m entre l'ensemble URB et NOURB est calculée pour quantifier l'effet de l'urbanisation sur les températures (Figure 5.6). Elle est calculée pour la même période que dans la section 5.2.1 pour quantifier l'état de l'atmosphère avant les orages. Pour le 9 juillet 2017 par exemple, la température est moyennée temporellement sur la période 17-19 UTC (Figure 5.6).

Un effet de l'urbanisation sur la température à 2 m est simulé pour les 5 situations météorologiques. Son intensité et son extension varient néanmoins en fonction de la journée considérée avec des valeurs assez faibles pour le 9 juillet 2017 (1°C au maximum au nord de Paris) et jusqu'à plus de 2.5°C en moyenne pour le 22 juin 2022. L'extension spatiale de l'effet urbain sur la température est relativement faible pour le 9 juillet 2017 par rapport au 22 juin 2022. Cela s'explique par l'occurrence des orages pendant la nuit pour la situation du 22 juin 2022 ce qui entraîne un calcul de l'effet urbain sur la température en début de nuit, durant une période où il est le plus fort (Le Roy *et al.*, 2020). Les ensembles simulent aussi l'effet d'autres villes autour de Paris, beaucoup plus petites et moins denses. Ces villes peuvent augmenter la température à 2 m jusqu'à 1°C, notamment au sud de l'Essonne pour la ville d'Étampes, 24,000 habitants (INSEE, 2019). L'utilisation des ensembles URB et NOURB pour estimer l'effet de l'urbanisation permet d'obtenir des valeurs semblables aux valeurs de l'ICU calculées dans la section 5.2.1. C'est notamment le cas pour le 9 juillet 2017 avec une intensité d'ICU de 0.5°C simulée entre la campagne et la ville et les mêmes valeurs sont retrouvées au sud de Paris sur la Figure 5.6. Pour le 22 juin 2022, l'ICU atteint plus de 2°C et des valeurs très semblables sont trouvées via la méthode des ensembles URB et NOURB.

La section 5.3.1 a montré que la ville a un effet sur les précipitations pour les situations du 7 mai 2022, du 16 août 2022 et du 17 juin 2022. Pour ces situations, il a aussi été démontré que l'urbanisation augmente la température à 2 m de 1.5 à 2.5°C. Ces valeurs corroborent bien à un des critères avancés par Bornstein et Lin (2000) et Dou *et al.* (2015)

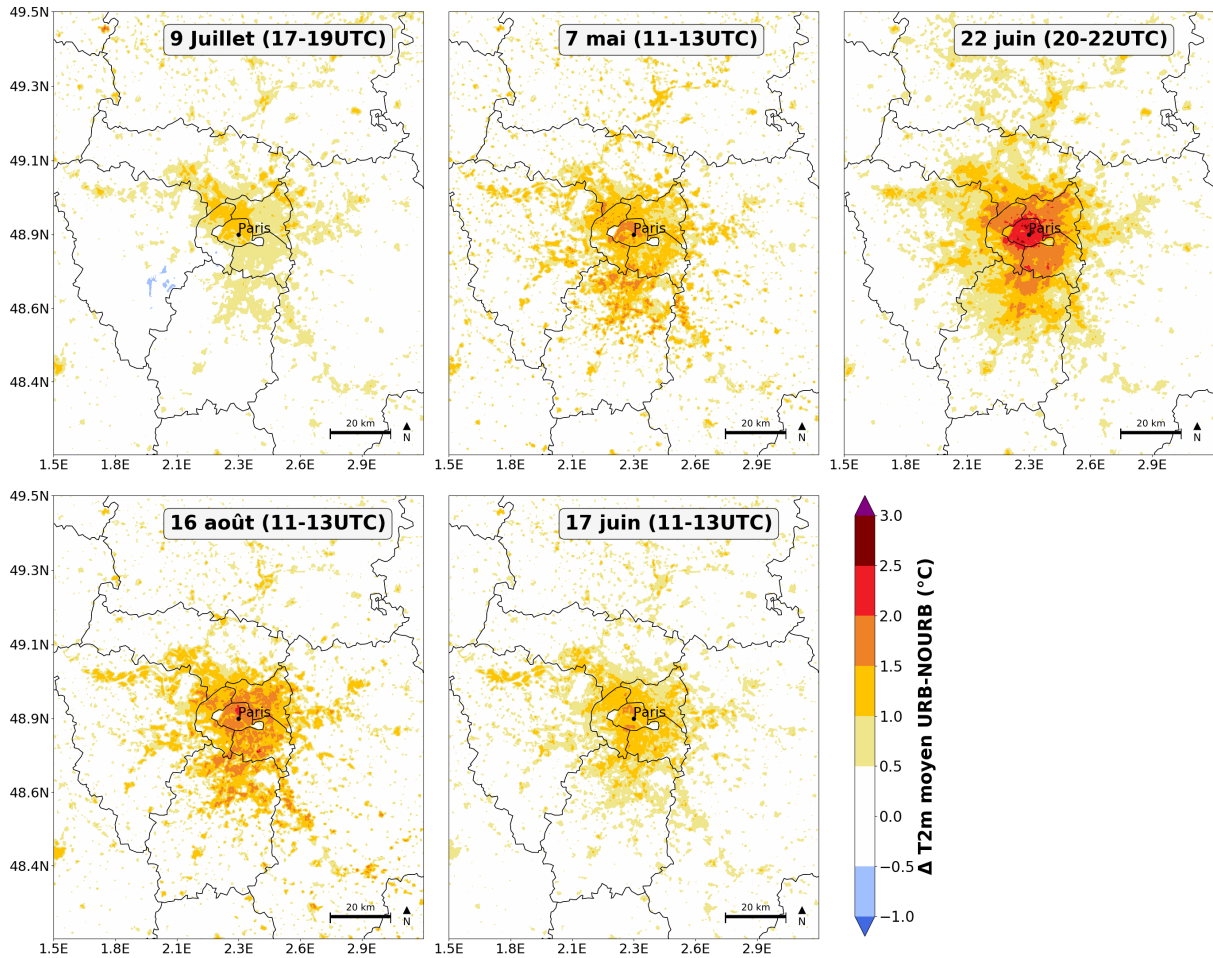


FIGURE 5.6 – Différence de la moyenne des ensembles URB et NOURB de la température à 2 m (URB-NOURB) pour chaque situation météorologique. Une moyenne temporelle est faite sur les 3 mêmes échéances qu'indiquées dans la section 5.2.1. L'intervalle temporel apparaît en haut à droite de chaque carte.

qui stipulent que pour qu'un effet de la ville sur les précipitations se mette en place, il faut que l'ICU soit au moins supérieur à 1.25°C . L'intensité de l'ICU est néanmoins faible par rapport aux intensités de plus de 10°C parfois évoquées dans la littérature (Oke, 1973). Cela s'explique par le fait que pour 4 situations sur 5, l'ICU est calculé en journée en été, une période pour laquelle il est le plus faible en raison d'un réchauffement tout aussi important des zones rurales que de celles en ville impliquant une différence moindre de la température entre la ville et la campagne (Parlow *et al.*, 2014; Oke *et al.*, 2017). Néanmoins, les valeurs de quelques degrés calculées dans cette étude sont en accord avec celles mises en évidence par Le Roy *et al.* (2020) sur la région parisienne en journée. La situation du 22 juin illustre le renforcement de l'ICU la nuit avec plus de 2.5°C en moyenne dans le centre urbain parisien, même si celui-ci reste encore relativement faible.

Bornstein et Lin (2000) et Dou *et al.* (2015) ont également relevé dans leur étude que l'ICU pouvait engendrer des circulations de basses couches en journée, avec la mise en place de zones de convergences au-dessus de la ville lors de situations de vent faible. Shem

et Shepherd (2009) ont conduit une étude s'appuyant sur la modélisation numérique qui a fait ressortir de fortes différences des convergences sur les bords de la ville d'Atlanta (États-Unis) lorsqu'ils ont comparé les simulations avec ville et sans ville. Ils ont montré que les convergences étaient plus élevées dans les basses couches pour les simulations avec ville, avec un ordre de grandeur de la divergence de -1 à $-3 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$, illustrant des convergences significatives. Afin de s'intéresser uniquement aux convergences de basses couches, le choix a été fait de calculer le nombre moyen de points dans le secteur ville défini dans le chapitre précédent (appelé *city*) où la divergence à 950 hPa (à environ 500 m d'altitude) est inférieure à $-3 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ afin de s'approcher des seuils relevés par Shem et Shepherd (2009). Des tests ont été effectués sur l'altitude du calcul de la divergence, entre 200 et 1000 m environ, les résultats sont assez similaires (non montré ici). Le seuil de $-3 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ permet de ne sélectionner que les points pour lesquels les convergences sont fortes (divergence fortement négative). Le calcul du nombre de points dans le secteur ville a ainsi été effectué pour l'ensemble des situations sur les 3 mêmes échéances que pour le calcul de l'intensité de l'ICU et une valeur moyenne a été retenue sur les 3 échéances. Celles-ci sont pertinentes, car elles permettent de lisser le signal sur une échelle de temps de plusieurs heures et permettent de caractériser l'environnement atmosphérique précédant l'occurrence des orages. Les résultats sont rassemblés dans le Tableau 5.2.

TABLEAU 5.2 – Nombre de points moyen du secteur ville où la divergence à 950 hPa est inférieure à $-3 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ pour les ensembles URB et NOURB moyenné sur la période de calcul de l'ICU (section 5.2.1). Le ratio entre les valeurs pour l'ensemble URB et NOURB est affiché sur la troisième ligne du tableau. Le nombre total de points du secteur ville est de 13 932.

Situation	9 juillet 2017	7 mai 2022	22 juin 2022	16 août 2022	17 juin 2023
URB	4700	6459	4461	6459	5853
NOURB	4532	6135	4247	6240	5542
URB/NOURB	1.04	1.05	1.05	1.04	1.06

Le Tableau 5.2 montre qu'entre un tiers et la moitié du secteur ville est concerné par des valeurs fortement négatives de divergence pour toutes les situations. Le ratio de la moyenne d'ensemble du nombre de points avec de fortes convergences entre les ensembles URB et NOURB montre qu'il y a plus de zones de fortes convergences pour l'ensemble URB. Le ratio indique, selon la situation météorologique, une augmentation des zones de forte convergence entre 4 et 6%. L'intensité de l'ICU ne semble pas être liée à ces valeurs, puisque pour la situation du 9 juillet 2017, l'ICU maximal est de 1°C alors que l'augmentation de 4 % du nombre de points avec de fortes convergences est quasiment identique à celui de la situation du 22 juin avec un ICU de plus de 2.5°C . Au contraire des études citées précédemment, pour les situations étudiées, il ne semble pas y avoir de mise en place de circulations de basses couches importante au-dessus de la ville. Ce résultat permet de supposer que les convergences dans le secteur ville sont dues plutôt à l'effet

aérodynamique de la traînée des bâtiments qu'aux effets thermiques.

5.3.3 Effet de l'urbanisation sur le flux de chaleur sensible

Le bilan d'énergie de surface, décrit dans le chapitre 1, est influencé par la présence des surfaces urbanisées. En raison de la faible présence de végétation dans une ville comme Paris par rapport à la campagne avoisinante, une partie plus importante de l'énergie solaire absorbée par la ville est répartie vers le flux de chaleur sensible. Ceci est mis en évidence en calculant la différence de flux de chaleur sensible moyen entre URB et NOURB avant l'occurrence des orages pour chaque situation étudiée (Figure 5.7).

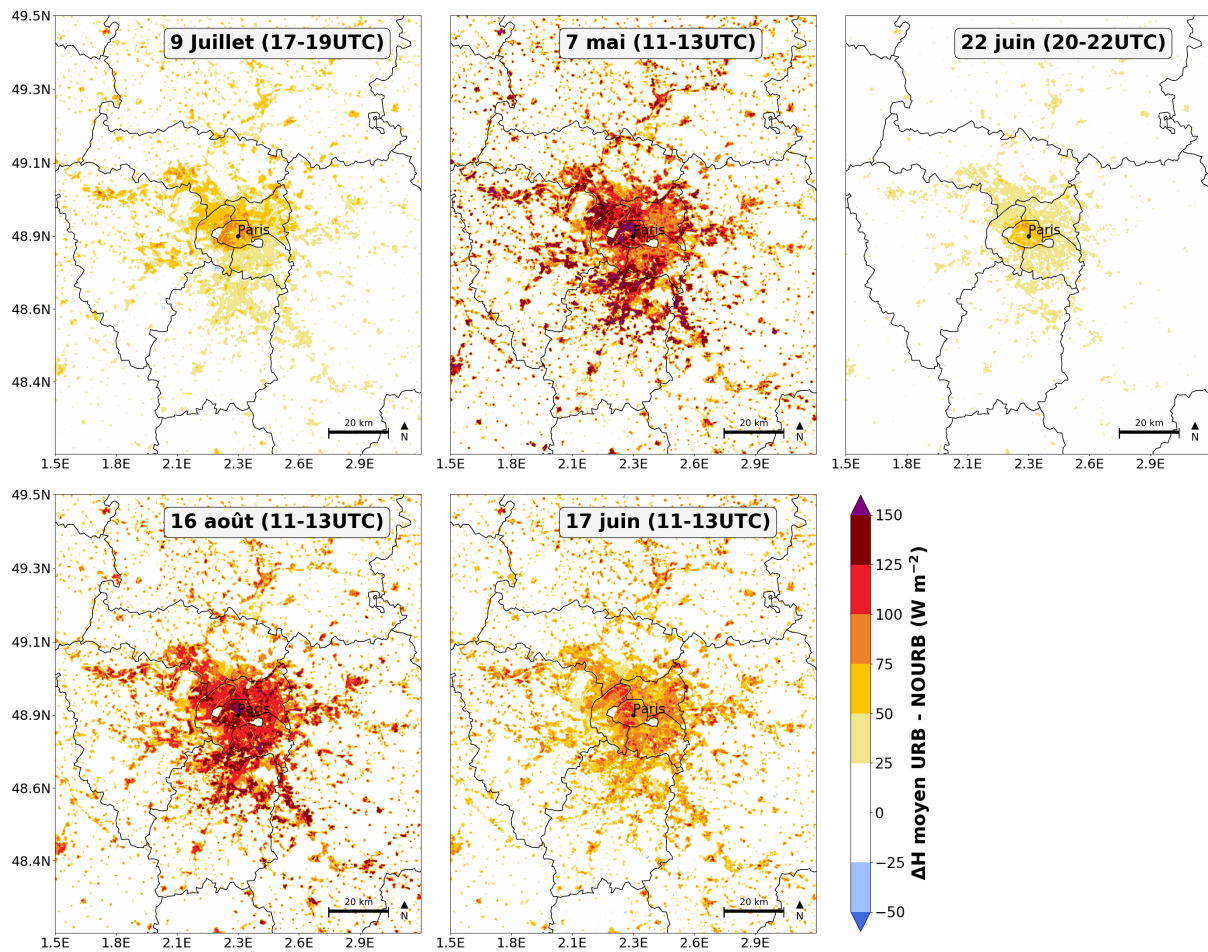


FIGURE 5.7 – Différences de flux de chaleur sensible moyen, noté H , entre URB et NOURB (URB-NOURB) pour chaque situation. Les valeurs de H sont moyennées sur les 3 mêmes échéances que pour la section 5.2.1, celles-ci sont indiquées en haut à droite de chaque carte.

En raison du rayonnement solaire absorbé, le flux de chaleur sensible est généralement maximal en journée sur les villes des moyennes latitudes (Pigeon *et al.*, 2008). Les différences les plus importantes entre URB et NOURB sont donc trouvées pour les situations pour lesquelles la différence est calculée à 12 UTC. On observe ainsi des valeurs élevées de différences sur l'ensemble de la zone urbanisée parisienne pour les situations du 7 mai, du

16 août et du 17 juin, jusqu'à plus de 150 W m^{-2} sur le centre-ville parisien par exemple. Ce sont les 3 situations où l'effet de la ville est le plus important sur les précipitations. On note toutefois que les valeurs sont plus faibles pour le 17 juin avec à peine plus de 100 W m^{-2} et c'est également une situation où l'impact de la ville est moins clair sur le renforcement des cumuls de précipitations. Les conséquences de la moindre végétalisation en ville sont donc bien simulées avec une augmentation du flux de chaleur sensible en moyenne. Pour les deux situations restantes, bien que les différences restent positives sur la région parisienne, les valeurs sont beaucoup plus faibles et s'expliquent par le rayonnement solaire qui est également plus faible entre 17 et 19 UTC au mois de juillet à Paris et qui est nul entre 20 et 22 UTC le 22 juin. On voit néanmoins que des valeurs de quelques dizaines de W m^{-2} persistent sur la ville de Paris pour ces deux situations. C'est en partie dû au flux de stockage qui libère de l'énergie vers l'atmosphère après le coucher du soleil et induit le maintien d'un faible flux de chaleur sensible dans le milieu urbain (Lemonsu et Masson, 2002).

5.3.4 Développement de la couche limite urbaine

La hauteur de la couche limite permet de quantifier l'empreinte de la ville sur l'atmosphère en direction verticale. Celle-ci se développe souvent de manière plus intense en journée au-dessus du milieu urbain par rapport au milieu rural en raison du flux de chaleur sensible plus élevé (Lemonsu et Masson, 2002; Chen *et al.*, 2011). Cela favorise l'instabilité de l'atmosphère avec parfois une augmentation des précipitations lors des situations convectives selon plusieurs études (Shem et Shepherd, 2009; Zhong et Yang, 2015). Pour estimer le développement de la couche limite dans les situations étudiées, le même diagnostic a été utilisé que celui décrit dans le chapitre 4, utilisant la méthode du nombre de Richardson (Richardson *et al.*, 2013). La différence de hauteur de couche limite moyennée sur les ensembles URB et NOURB a été calculée avant l'occurrence des orages pour chaque situation (Figure 5.8). Le diagnostic n'étant pas valable la nuit, la situation du 22 juin 2022 ne peut pas être analysée de cette manière, car les orages se forment entre 21 et 03 UTC le 23 juin. Pour remplacer ce diagnostic, le calcul du profil de la température potentielle pour les deux ensembles est effectué au-dessus de Paris et est moyenné entre 20 et 22 UTC pour cette situation (Figure 5.9).

À l'image des écarts de températures à 2 m analysées dans la section 5.3.2, d'importantes différences sont visibles entre les ensembles URB et NOURB au-dessus de la région parisienne. Pour le 7 mai, le 16 août et le 17 juin, la hauteur de la couche limite est bien plus élevée pour l'ensemble URB. La zone couverte par une couche limite plus épaisse est relativement similaire pour les 3 situations avec l'ensemble de l'agglomération parisienne concernée. Les différences de hauteur de la couche limite atteignent parfois plus de 600 m au centre-ville de Paris, ce qui montre que l'urbanisation favorise bien le développement

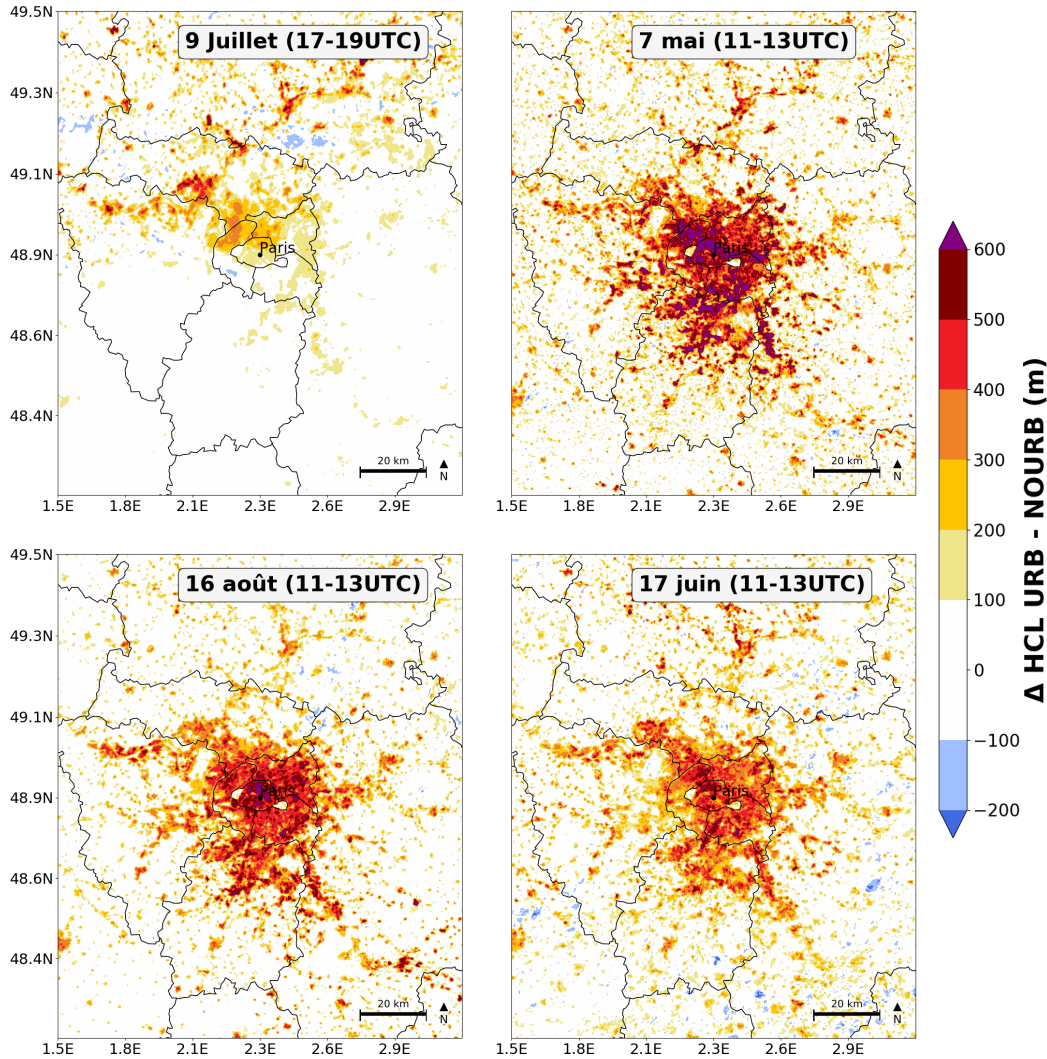


FIGURE 5.8 – Différences de hauteur de couche limite moyenne, notée HCL, entre URB et NOURB (URB-NOURB) pour toutes les situations à l’exception du 22 juin 2022. Le calcul est effectué via la méthode du nombre de Richardson pour estimer la hauteur de la couche limite moyenne sur les 3 mêmes échéances que pour la section 5.2.1, celles-ci sont indiquées en haut à droite de chaque carte.

d’une couche limite plus épaisse qu’en milieu rural.

Pour la situation du 9 juillet 2017, la couche limite n’atteint pas une hauteur très importante et les différences entre URB et NOURB sont très faibles, voire légèrement négatives. Seul le nord de Paris est concerné par une couche limite urbaine plus épaisse d’une centaine de mètres. Pour comprendre les causes de cette absence d’empreinte de la ville sur l’atmosphère, une étude plus détaillée est proposée dans la section 5.4.1.

Pour la situation du 22 juin, le profil vertical de la température potentielle moyennée pour les deux ensembles permet d’analyser les différences en termes de hauteur de couche limite entre 20 et 22 UTC. Les calculs étant effectués en milieu de soirée, l’instabilité de la couche limite diminue rapidement après le coucher du soleil, entraînant dans la plupart des simulations une couche limite stable. Néanmoins, la Figure 5.9 montre qu’au-dessus

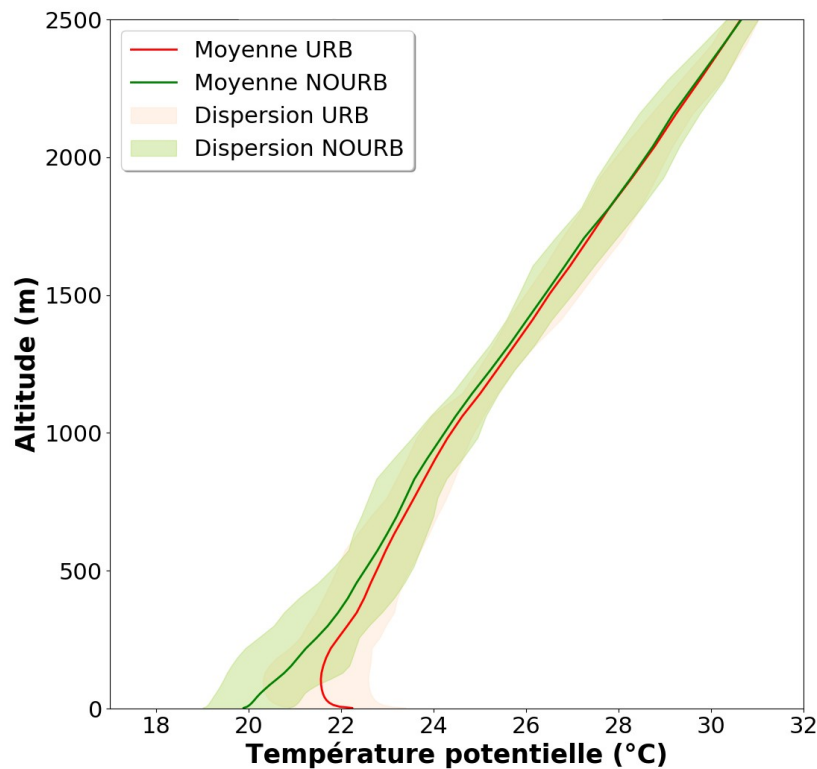


FIGURE 5.9 – Profils verticaux de température potentielle simulée au centre-ville de Paris moyennée entre 20 et 22 UTC le 22 juin 2022 pour les ensembles URB et NOURB. L’inversion de température potentielle autour de 250 m pour la moyenne de l’ensemble URB indique la hauteur approximative de la couche limite encore neutre, voire instable.

de Paris, une couche limite neutre à légèrement instable persiste jusqu’à 300 m au-dessus du sol environ pour URB, alors que le profil vertical est totalement stable pour l’ensemble NOURB. Lemonsu et Masson (2002) constatent cela également dans leurs simulations sur Paris dans les années 2000. Pour la situation du 22 juin, les basses couches sont donc encore légèrement instables sur les 300 premiers mètres, permettant le maintien d’une couche limite nocturne instable pour l’ensemble URB, tout comme les autres cas d’études, mais dans une moindre mesure.

5.3.5 Vitesse du vent vertical

La vitesse du vent vertical simulée par les ensembles URB et NOURB est analysée pour chaque situation afin de quantifier l’effet de l’urbanisation sur les ascendances. Des études précédentes (Bornstein et Lin, 2000; Dixon et Mote, 2003; Niyogi *et al.*, 2011; Luo *et al.*, 2022) ont trouvé un renforcement des ascendances au-dessus des zones urbaines favorisant la convection. Plusieurs éléments cités précédemment, permettent de faire l’hypothèse d’une augmentation des vitesses verticales au-dessus de la région parisienne : l’augmentation du flux de chaleur sensible, la convergence en basses couches et

l'augmentation de l'instabilité de la couche limite atmosphérique. Pour vérifier cela dans les situations étudiées, le profil vertical du pourcentage du secteur ville couvert par des ascendances considérées comme significatives est moyenné sur la période avant l'occurrence des orages pour les ensembles URB et NOURB (Figure 5.10). Le seuil de vitesse du vent vertical choisi est de 0.5 m s^{-1} . Il s'appuie notamment sur l'étude menée par Luo *et al.* (2022) sur un événement de convection très intense sur la ville de Zhengzhou en Chine. Le seuil de vitesse du vent vertical retenu dans leur étude était de 2 m s^{-1} , ici le choix a été fait de diminuer ce seuil, car les situations étudiées sont moins extrêmes et cela permet de comptabiliser une plus grande partie des ascendances dans le secteur ville.

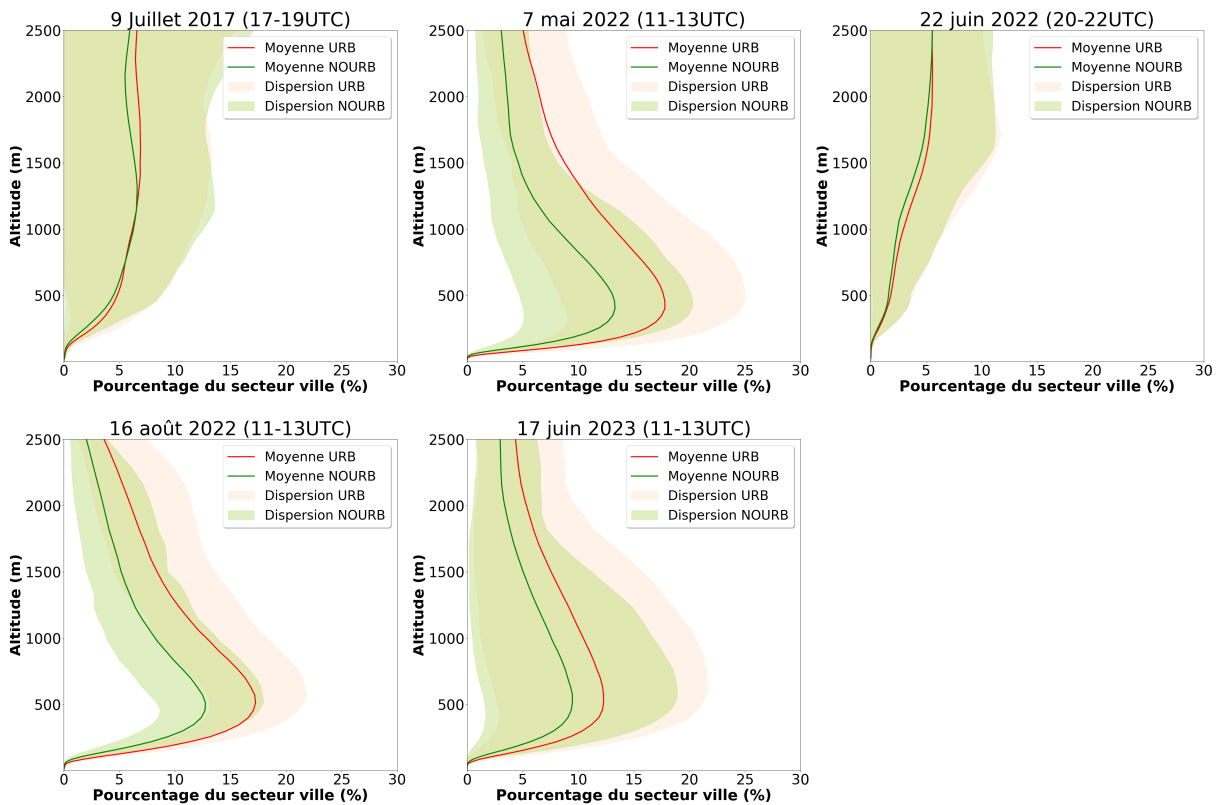


FIGURE 5.10 – Profils verticaux du pourcentage du secteur ville où $w > 0.5 \text{ m s}^{-1}$ pour les ensembles URB et NOURB pour chaque situation convective moyenné sur les 3 mêmes échéances utilisées pour les autres variables de la section.

Pour les situations du 7 mai, 16 août et 17 juin, une augmentation de la surface du secteur ville avec $w > 0.5 \text{ m s}^{-1}$ est trouvée pour l'ensemble URB par rapport à l'ensemble NOURB. Ceci indique que l'urbanisation cause des ascendances fortes plus nombreuses au-dessus de la région parisienne. Des ascendances significatives sont simulées pour 3 à 5% de la surface du secteur ville en plus en moyenne pour l'ensemble URB que pour l'ensemble NOURB. Ceci constitue, en fonction de l'altitude, une augmentation relative entre 25 et 75% de la surface avec $w > 0.5 \text{ m s}^{-1}$. Les trois situations pour lesquelles les ascendances sont plus importantes pour l'ensemble URB sont également les situations pour lesquelles des augmentations de précipitations sont simulées. Néanmoins,

une forte variabilité est présente au sein des ensembles pour les trois situations. Entre la simulation avec le pourcentage le plus faible du secteur ville où $w > 0.5 \text{ m s}^{-1}$ et celle avec le pourcentage le plus élevé, un écart de 15, voire de 25% est trouvé, comme pour la situation du 7 mai par exemple. Cela illustre la variabilité inhérente aux ensembles dans la représentation des phénomènes de fines échelles en basses couches lors des situations convectives.

Pour la situation du 9 juillet 2017 et le 22 juin 2022, les différences entre l'ensemble URB et NOURB sont bien moins importantes. Entre 0 et 2.5 km d'altitude, en moyenne, le pourcentage du secteur ville où $w > 0.5 \text{ m s}^{-1}$ est quasiment le même entre les ensembles URB et NOURB pour le 22 juin et le 9 juillet. L'environnement atmosphérique apparaît donc moins favorable sur les journées du 9 juillet et du 22 juin, pour qu'un effet de la ville sur l'initiation ou le renforcement de la convection se mette en place, contrairement aux 3 autres situations. Des analyses plus détaillées sont menées dans la section 5.3 pour comprendre les raisons de ces différences plus faibles.

Cette partie permet de visualiser l'effet de l'environnement urbain sur l'augmentation des précipitations dans plusieurs situations étudiées. Les modifications engendrées par les surfaces urbanisées sur l'atmosphère juste avant l'occurrence des orages sont montrées à travers l'étude comparative des deux ensembles URB et NOURB pour les températures à 2 m, les flux de chaleur sensible, la hauteur de la couche limite et les vitesses du vent vertical. L'étude montre que des différences importantes apparaissent entre les ensembles URB et NOURB, notamment dans les situations durant lesquelles un effet significatif de la ville sur les précipitations est simulé. Pour compléter cette approche, la section 5.4 étudie plus en détails, les causes d'une augmentation des précipitations dans différentes zones en fonction du cas étudié et apporte des compléments pour expliquer l'absence d'effets sur la convection dans les autres cas.

5.4 Pourquoi l'effet de la ville n'est pas constaté pour toutes les situations ?

5.4.1 Influence de la meso-échelle

Selon la classification d'Orlanski (1975), les phénomènes liés au climat urbain sont d'une dimension de l'ordre de 2 à 20 km et sont classés dans l'échelle meso- γ (entre 2 et 20 km). Ils sont plus prononcés pour des situations météorologiques durant lesquelles des phénomènes de plus grandes échelles sont absents ou ne dominant pas. Par exemple, l'îlot de chaleur urbain est plus marqué pour des situations avec un vent faible, car moins de brassage de l'air se met en place entre la ville et la campagne. Pour le 9 juillet 2017, afin de comprendre l'absence d'un impact significatif de l'urbanisation sur la convection et les précipitations, les phénomènes de l'échelle meso- β (entre 20 et 200 km selon Orlanski,

1975) supérieure à l'échelle urbaine sont étudiés.

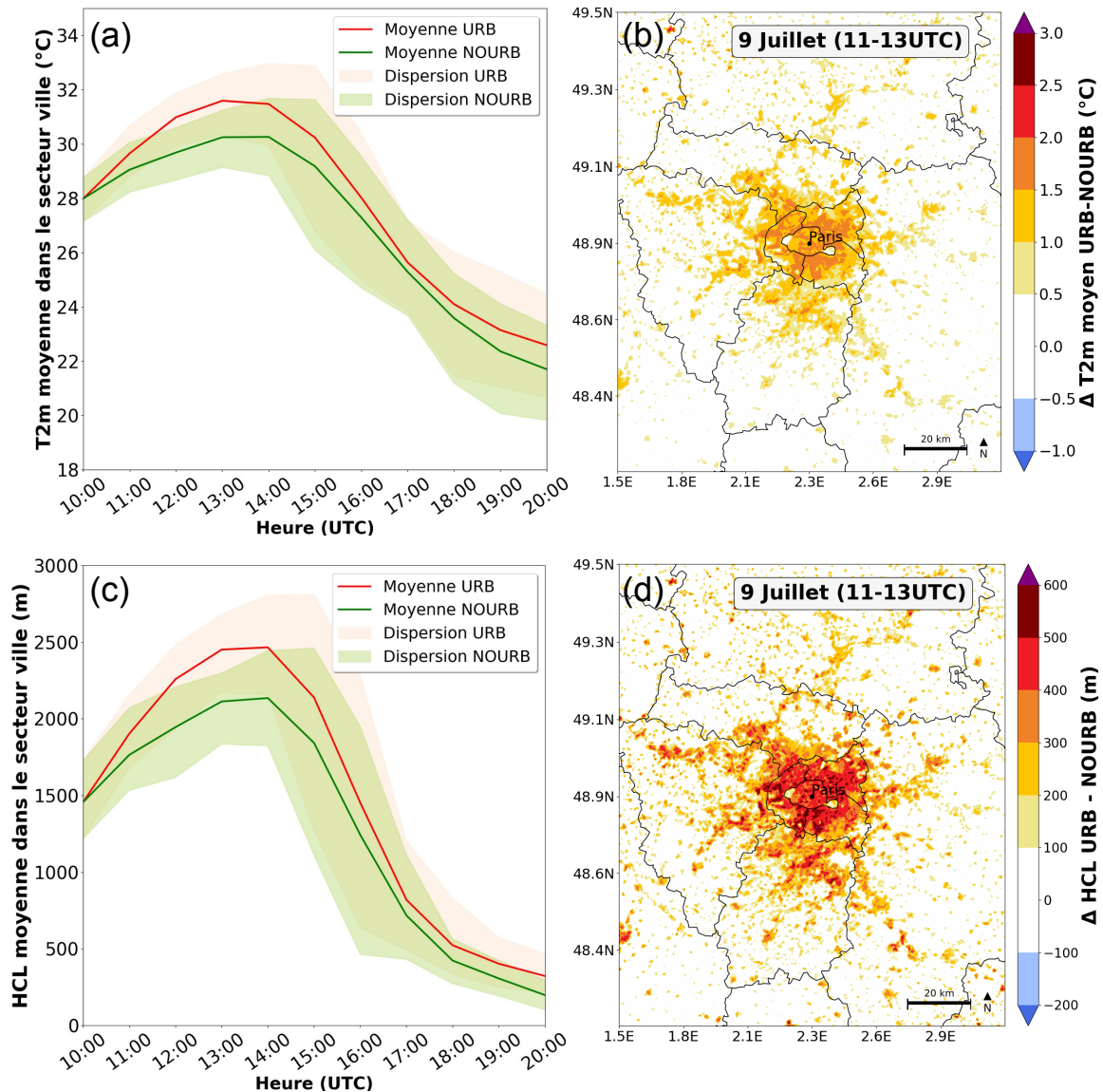


FIGURE 5.11 – Évolutions temporelles de la température moyenne à 2 m (a) et de la hauteur de la couche limite moyenne (c) dans le secteur ville pour les ensembles URB et NOURB durant la situation du 9 juillet 2017. Les cartes de différences entre les ensembles URB et NOURB le 9 juillet 2017, de la température moyenne à 2 m (b) et de la hauteur de couche limite moyenne (d) sont moyennés sur les heures durant lesquelles ces différences sont les plus importantes. L'intervalle est indiqué en haut à droite des cartes.

Comme pour les situations étudiées précédemment, l'effet de l'urbanisation parisienne sur l'atmosphère est bien simulé en début d'après-midi. La différence des températures moyennes à 2 m entre l'ensemble URB et NOURB (Figure 5.11b) indique que l'urbanisation augmente la température de 1 à 2°C sur l'agglomération parisienne durant la tranche horaire 11-13 UTC. La couche limite en région parisienne est également plus développée pour l'ensemble URB, jusqu'à 600 m dans le sud de Paris (Figure 5.11d). L'empreinte de la ville est présente sur une vaste zone couvrant l'ensemble des zones urbanisées de la

région parisienne (Figures 5.11b,d).

Lors de cette situation météorologique, les orages ne se déclenchent qu'autour de 19 UTC sur Paris. Pour que l'urbanisation puisse influencer ces orages, il est nécessaire que l'empreinte que la ville a sur l'atmosphère persiste jusqu'à 19 UTC. Les Figures 5.11a,c, montrent l'évolution temporelle de la de la température à 2 m et de la hauteur de couche limite, moyennées dans le secteur ville. Une diminution progressive de l'effet de la ville sur ces variables durant l'après-midi du 9 juillet est mise en évidence. En effet, alors que la différence entre URB et NOURB est maximale pour la température à 2 m et la hauteur de la couche limite entre 12 et 14 UTC, les écarts entre les ensembles diminuent très rapidement au cours de l'après-midi. À 18 UTC, légèrement avant le déclenchement des orages au-dessus de la capitale, les différences entre URB et NOURB sont bien plus faibles avec une hauteur moyenne de la couche limite pour URB autour de 500 m contre 450 m environ pour NOURB et une différence de température qui ne dépasse pas 0.5°C. L'effet de la ville est donc fortement réduit avant l'occurrence des orages, ce qui explique que l'urbanisation n'influence pas les précipitations ensuite.

Pour comprendre quels mécanismes sont responsables de cette diminution des différences entre URB et NOURB, la situation météorologique à plus grande échelle est analysée. Dans les simulations, des orages sont déjà présents en début d'après-midi dans le sud-est de l'Île-de-France et se propagent progressivement vers Paris avant de s'atténuer en grande partie. En raison des fortes précipitations, ces orages génèrent des courants de densité qui rafraîchissent la masse d'air et humidifient les basses couches. Cela a pour conséquence de supprimer en grande partie l'empreinte de l'agglomération parisienne sur l'atmosphère. L'ensemble URB et NOURB illustrent bien ce phénomène sur la région parisienne, mais pour simplifier la visualisation, seuls les résultats de l'ensemble URB sont utilisés par la suite. La Figure 5.12 représente la température et l'humidité spécifique à 2 m moyennées pour l'ensemble URB à 12, 15 et 18 UTC. Ces deux variables sont choisies car elles permettent d'illustrer le changement rapide de masse d'air dans les basses couches sur la région parisienne. Sur l'ensemble URB la température moyenne est d'environ 31°C dans Paris à 12 UTC, vers 15 UTC une diminution des températures dans le sud-est de la région est mise en évidence, avec un fort gradient du nord-ouest au sud-est. Vers 18 UTC, la température a baissé autour de 22°C en moyenne sur toute la zone. L'humidité spécifique moyennée sur l'ensemble URB évolue de 9 g kg⁻¹ à 12 UTC sur Paris à plus de 12 g kg⁻¹ en début de soirée sur Paris et cette humidification concerne l'ensemble du domaine. En quelques heures, la masse d'air est radicalement modifiée, passant de très chaude et relativement sèche à relativement fraîche et humide, sur une échelle bien plus grande que la taille de l'agglomération parisienne.

Les observations issues des stations météorologiques du réseau Météo-France sont superposées sous forme de cercles aux simulations de l'ensemble URB de la Figure 5.12 pour confirmer le réalisme des courants de densité simulés. Une baisse des températures par le

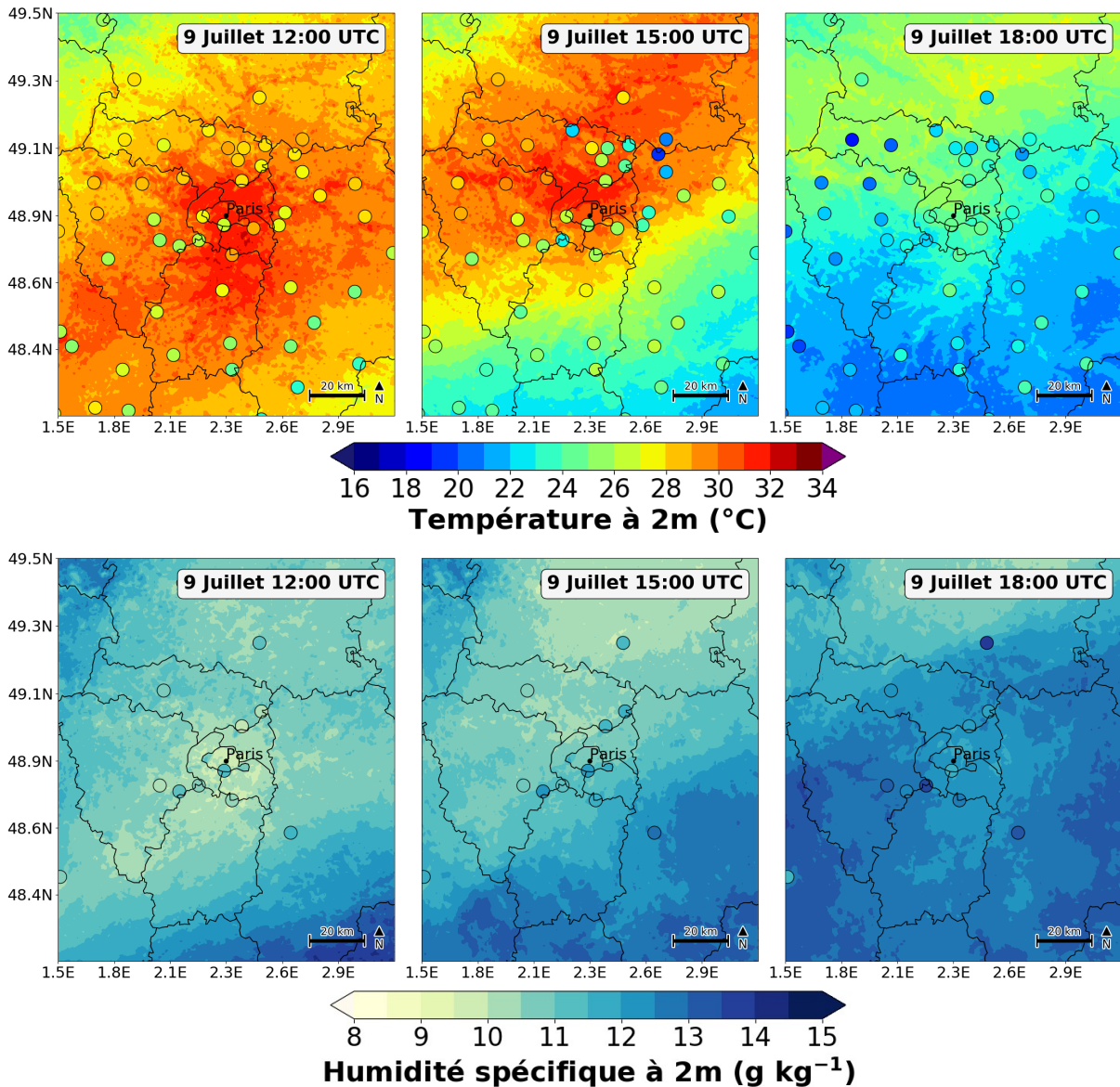


FIGURE 5.12 – Température et humidité spécifique à 2 m moyennée sur l’ensemble URB à 12, 15 et 18 UTC le 9 juillet 2017. Les cercles présents sur les cartes indiquent la localisation des stations météorologiques utilisées pour la comparaison avec les observations et les valeurs observées.

sud-est est en effet observée et les températures sur Paris passent de 28°C à 12 UTC à 23°C vers 18 UTC. L’arrivée des courants de densité sur Paris intervient plus tôt dans les observations que dans les simulations avec une baisse importante de la température sur Paris vers 15 UTC (autour de 24°C à Paris-Montsouris par exemple). Le résultat illustré par la [Figure 5.2](#) pour la situation du 9 juillet 2017, avec des températures à 2 m simulées trop élevées par rapport aux observations, se retrouve bien dans ces cartes avec des températures 2 à 3°C trop élevées, voire plus localement en région parisienne. En lien avec les courants de densité, l’humidité spécifique augmente progressivement avec des valeurs plus élevées provenant du sud-est, bien que peu de données soient disponibles au sud de Paris.

Cette situation se caractérise donc par un environnement urbain favorable à une modification des précipitations par la ville en début d'après-midi (Figures 5.11a,c) comme pour le 16 août 2022 ou le 7 mai 2022 par exemple. Mais la mise en place de forts courants de densité, de taille plus importante que l'agglomération parisienne, remontant par le sud-est, suppriment en grande partie cette empreinte. Les différences entre les ensembles URB et NOURB en fin d'après-midi (Figure 5.6) ne sont plus suffisantes pour favoriser un effet de l'urbanisation sur la convection et aucun impact significatif de la ville sur les précipitations n'est constaté pour le 9 juillet 2017.

5.4.2 Renforcement du potentiel convectif en milieu urbain durant la nuit

La situation du 22 juin 2022 permet d'étudier l'effet de l'urbanisation sur les orages nocturnes. Pour cette situation, une augmentation significative des précipitations due à l'urbanisation a été mise en évidence sur une zone restreinte de Paris. Une analyse des processus est faite pour comprendre si l'urbanisation a contribué à renforcer la convection dans cette situation. Il a été montré en section 5.3.4 que l'urbanisation cause le maintien d'une couche limite légèrement instable jusqu'en milieu de soirée au-dessus de Paris, avec également des températures à 2 m plus élevées pour URB que pour NOURB autour de 21 UTC, la période avant que les orages n'éclatent sur la capitale. Ces deux conditions renforcent l'instabilité de l'atmosphère au-dessus de la zone urbanisée. La Figure 5.13 illustre le profil de la température potentielle équivalente (θ_e) au centre-ville de Paris pour les ensembles URB et NOURB à 21 UTC et à 00 UTC. La θ_e est la température d'une parcelle d'air à laquelle toute sa vapeur d'eau aurait été retirée par un processus adiabatique, et qui aurait été ramenée au niveau de pression de 1000 hPa. Elle permet de caractériser l'instabilité de l'atmosphère à travers la variation de θ_e sur la verticale (Trier, 2003). Si θ_e décroît avec l'altitude sur une couche verticale, alors l'atmosphère est considérée comme instable sur cette couche.

La Figure 5.13 montre que la moyenne de θ_e pour les ensembles URB et NOURB est très similaire à 500 m au-dessus du sol à 21 UTC. En dessous, la θ_e est plus élevée en moyenne pour URB, avec une différence de 1°C proche du sol. Entre 0.3 et 1 km au-dessus du sol, une légère inversion de θ_e persiste dans les simulations pour les ensembles URB et NOURB avec des valeurs de θ_e plus élevées à 1 km qu'à 300 m. Cette inversion est moins prononcée pour l'ensemble URB en raison des valeurs plus élevées de θ_e en très basses couches. À 00 UTC, lorsque les orages se déclenchent pour une grande partie des simulations, le profil vertical moyen de θ_e est plus instable pour l'ensemble URB que pour l'ensemble NOURB. La θ_e moyenne près du sol est de 57°C pour l'ensemble URB et de 54°C pour l'ensemble NOURB. Avec l'altitude, la valeur moyenne se renforce jusqu'à 56°C pour l'ensemble NOURB à 1 km, alors qu'elle diminue ou reste constante avec l'altitude

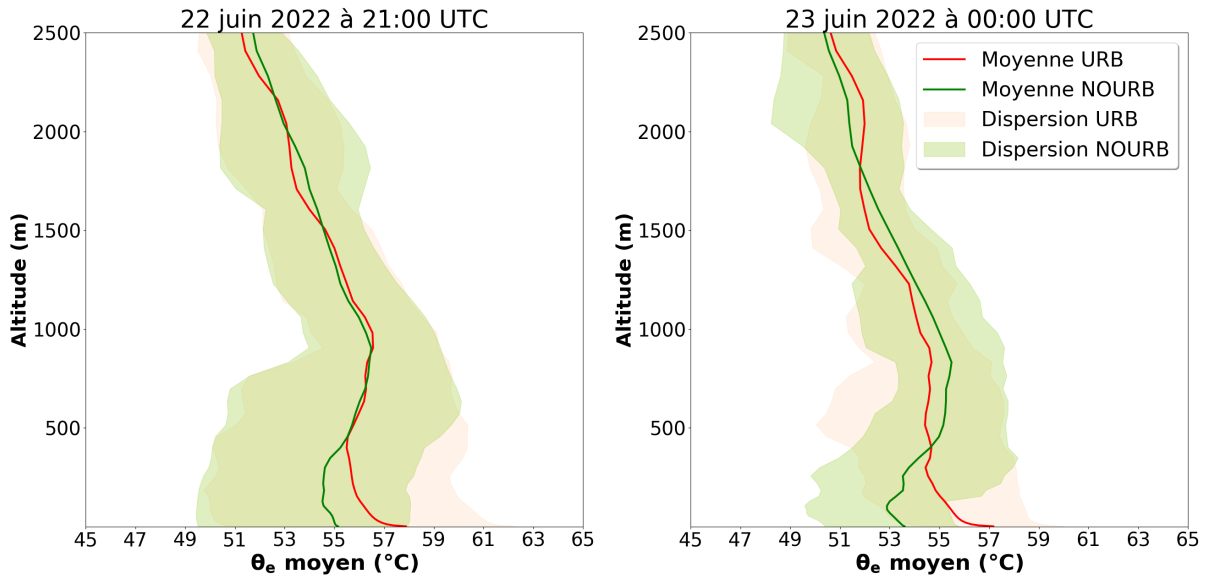


FIGURE 5.13 – Profils verticaux de la température potentielle équivalente (θ_e) au centre-ville de Paris pour les ensembles URB et NOURB.

pour URB et atteint 55°C à 1 km. Au-dessus de cette altitude, la θ_e diminue selon la verticale pour les 2 ensembles. L'atmosphère est donc stable pour l'ensemble NOURB à 00 UTC en raison d'une inversion en basses couches, alors qu'elle est plutôt instable pour l'ensemble URB avec une diminution de θ_e selon la verticale au-dessus du milieu urbain. L'urbanisation rend donc l'atmosphère plus instable durant la période des orages dans la nuit du 22 au 23 juin 2022, permettant, si un forçage en basses couches se met en place, de déclencher ou de renforcer la convection atmosphérique. On note toutefois qu'une forte dispersion est présente au sein des ensembles et le degré de confiance dans ces résultats reste assez faible.

L'évolution temporelle de la convective available potential energy (CAPE) est calculée dans le secteur ville pour quantifier l'instabilité de l'atmosphère (Figure 5.14a) et ainsi compléter les résultats obtenus dans le paragraphe précédent. En journée, la CAPE est plus faible en moyenne de l'ensemble URB (900 J kg^{-1}) qu'en moyenne de l'ensemble NOURB (1000 J kg^{-1}). En fin de journée du 22 juin, la CAPE baisse plus rapidement pour l'ensemble NOURB que pour l'ensemble URB et la CAPE simulée devient plus importante pour l'ensemble URB vers 18 UTC. Celle-ci est d'environ 100 J kg^{-1} plus élevée au cours de la nuit pour l'ensemble URB que pour l'ensemble NOURB. La dispersion de l'ensemble est élevée pendant la nuit en raison de l'occurrence plus ou moins tardive des orages sur Paris et de la baisse forte de la CAPE induite par les orages (non montrée ici).

La Figure 5.14b représente la distribution spatiale de la différence de la CAPE moyenne entre les ensembles URB et NOURB moyennée temporellement (20-22 UTC) sur la période avant l'occurrence des orages. Une augmentation de la CAPE au-dessus du milieu urbain durant la nuit due à l'urbanisation est mise en évidence. Des valeurs fortement positives de la différence sont visibles au-dessus de la ville de Paris, à l'ouest et au nord-ouest immédiat

de la capitale, avec quasiment plus de 300 J kg^{-1} de différence sur le centre-ville de Paris. L'instabilité convective est donc plus élevée pour URB, et traduit le renforcement du potentiel convectif au-dessus de la ville durant la nuit. Des résultats similaires ont été montrés par Niyogi *et al.* (2006) sur Oklahoma city aux États-Unis. Sur le reste du domaine de la Figure 5.14b d'autres zones du domaine, au sud immédiat de Paris et à l'ouest, sont également concernées par une CAPE plus élevée pour URB que pour NOURB. Ces zones correspondent relativement bien aux zones les plus impactées par l'augmentation du cumul de précipitation à l'ouest de Paris due à l'urbanisation mise en évidence pour le 22 juin (Figure 5.5).

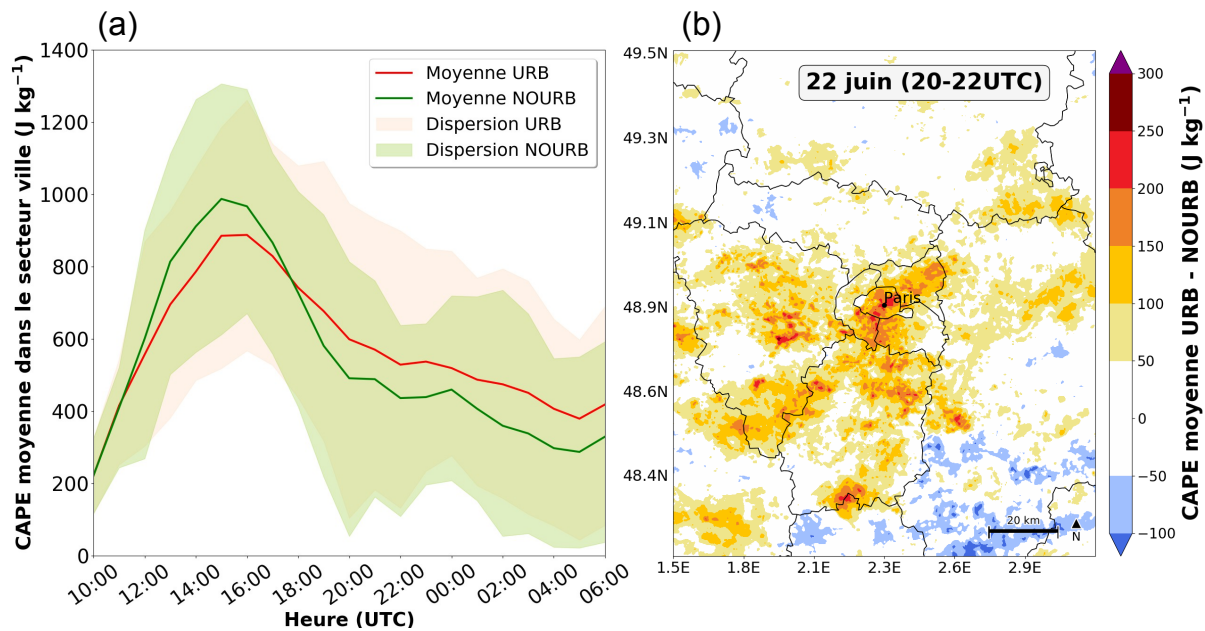


FIGURE 5.14 – (a) Évolution temporelle de la CAPE moyenne dans le secteur ville pour les ensembles URB et NOURB pour le 22 juin 2022. (b) Carte des différences de CAPE entre les moyennes des ensembles URB et NOURB et moyennée sur la période avant l'occurrence des orages (20-22 UTC).

Pour la situation convective nocturne étudiée, l'urbanisation renforce les orages au-dessus de Paris en raison d'une atmosphère plus instable et d'une CAPE plus élevée avant l'occurrence des orages. Une augmentation de l'instabilité convective et des cumuls de précipitations a aussi été trouvée pour d'autres zones réparties aléatoirement. L'urbanisation a donc eu un effet sur le renforcement des précipitations localement. Néanmoins, la forte variabilité spatiale des zones touchées par une augmentation ou une diminution des précipitations incitent à ne pas tirer de conclusions trop générales sur l'effet de la ville sur les précipitations durant la nuit. L'analyse d'autres situations convectives nocturnes pourrait aider à distinguer l'effet aléatoire de l'occurrence des orages de l'impact de l'urbanisation sur ces derniers.

5.4.3 Influence du vent de moyenne troposphère sur la zone la plus touchée par les orages

Les 3 situations (7 mai 2022, 16 août 2022 et 17 juin 2023) pour lesquelles un effet de l'urbanisation sur les précipitations a été trouvé sont analysées plus en détail dans cette section. La Figure 5.15 présente les différences de cumuls de précipitations moyens sur 6 h entre URB et NOURB zoomées sur Paris et la région autour. En arrière-plan figurent les secteurs amont, aval et ville décrits dans le chapitre 4 et la direction et la force du vent moyen pour l'ensemble URB calculées sur la période d'occurrence des orages à 700 hPa. Les valeurs positives, indiquant une augmentation des précipitations pour l'ensemble URB sont bien visibles au-dessus et autour de Paris.

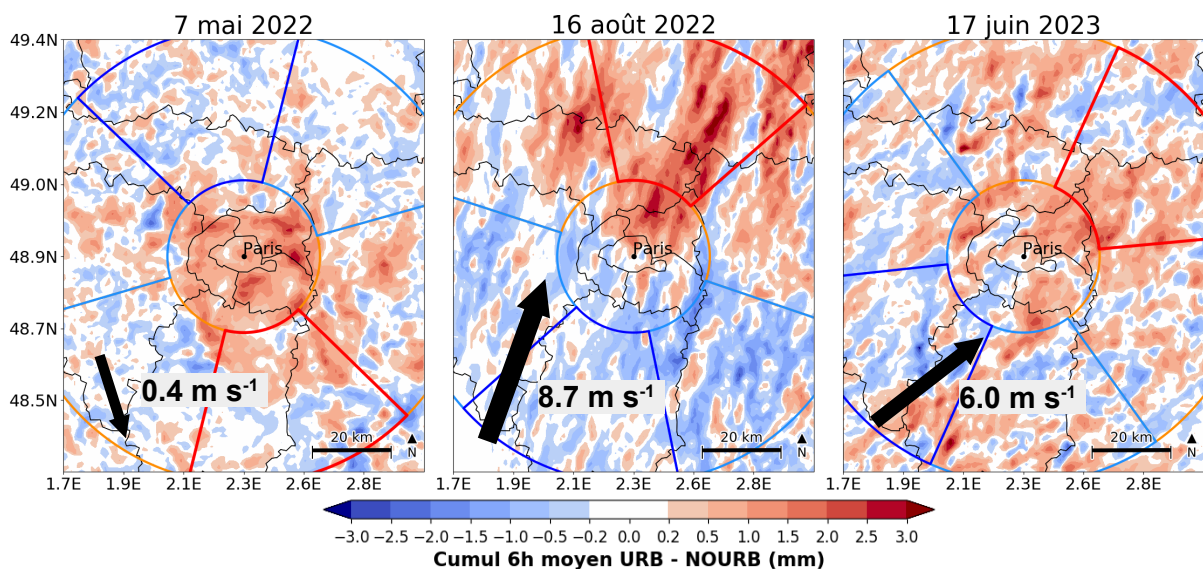


FIGURE 5.15 – Différences de cumul sur 6 h moyenné sur les ensembles URB et NOURB (URB-NOURB) pour les 3 situations pour lesquelles une augmentation des précipitations est simulée. La flèche noire sur chaque carte indique la force et la direction du vent moyen à 700 hPa intégrés sur les 6 h d'occurrence des orages. Le secteur amont, resp. aval, est en bleu, resp. rouge.

Pour le cas du 7 mai, une augmentation jusqu'à 3 mm dans le secteur ville, au-dessus de la capitale, est simulée avec également une légère augmentation dans le secteur aval, directement au sud de l'agglomération parisienne. Pour le cas du 16 août, comme décrit dans la section 5.3.1, l'augmentation des précipitations est visible particulièrement en aval de Paris, au nord de la capitale, avec des cumuls de précipitations 3 à 4 mm supérieurs en moyenne pour URB par rapport à NOURB. Ces différences débutent (en suivant le vent) exactement au-dessus de Paris et se généralisent dans le secteur aval. On distingue également une seconde zone d'augmentation des cumuls à l'ouest du secteur aval, illustrant potentiellement le renforcement de deux poches distinctes de précipitations comme illustré sur la Figure 3.17e. Enfin, pour le 17 juin 2023, le renforcement des précipitations est moins marqué pour l'ensemble URB, avec 1 à 2 mm d'augmentation au-dessus et légèrement en aval, soit à l'est de Paris. Bien que pour cette dernière situation, des cumuls plus forts

pour URB soient également simulés en amont de la ville et dans certaines zones autour de la capitale.

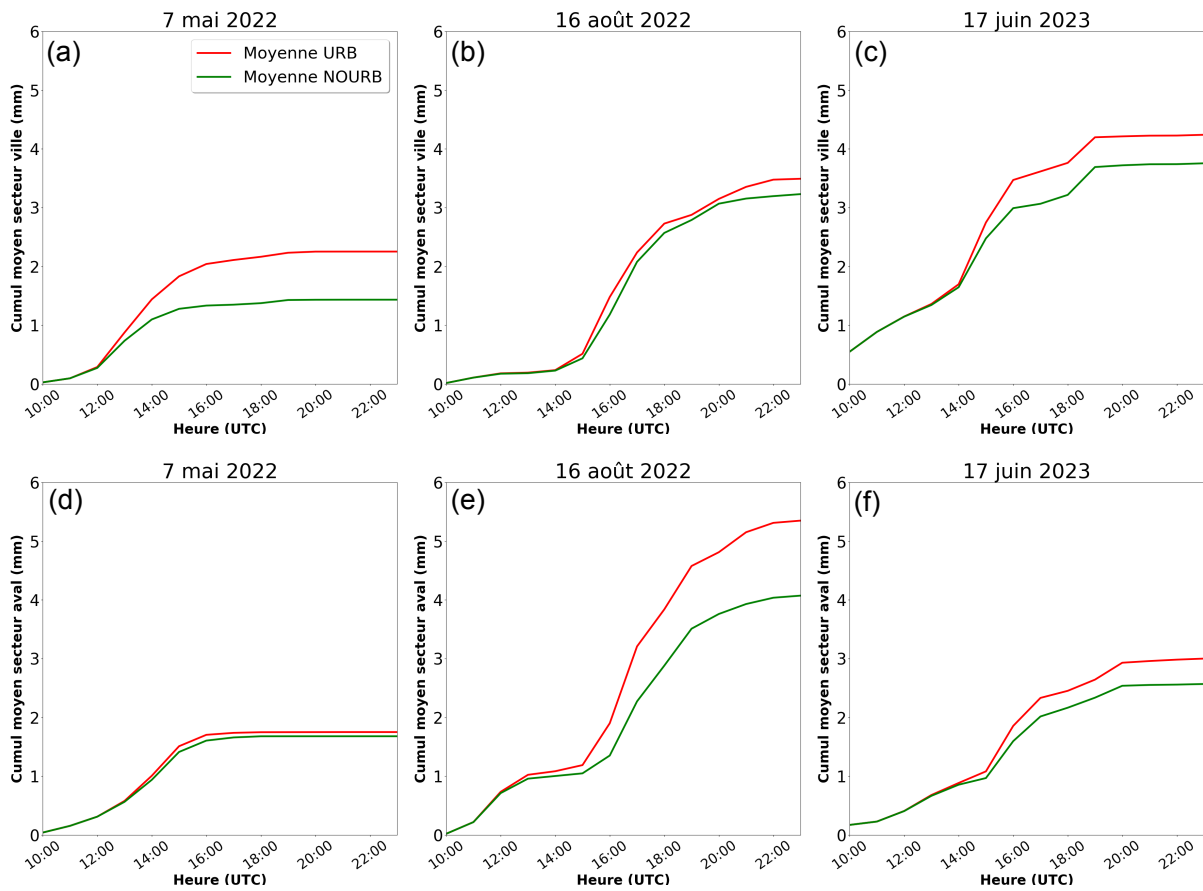


FIGURE 5.16 – Cumul moyen de précipitations dans le secteur ville (en haut) pour (a) le 7 mai 2022, (b) le 16 août 2022 et (c) le 17 juin 2023 et aval pour (d) le 7 mai 2022, (e) le 16 août 2022 et (f) le 17 juin 2023 depuis le début des simulations.

Le cumul de précipitations est ensuite moyenné pour chaque ensemble et dans les secteurs amont et aval pour les 3 situations convectives. Une augmentation des précipitations pour l'ensemble URB est simulée à partir de 12 UTC dans le secteur ville pour le 7 mai (Figure 5.16a). En moyenne, à 18 UTC, il est tombé environ 2.2 mm dans le secteur ville pour URB contre 1.4 mm pour l'ensemble NOURB. C'est une augmentation d'environ 57% de la moyenne quand les surfaces urbanisées sont prises en compte. L'analyse des cumuls moyens dans le secteur aval indique qu'aucune différence n'est simulée entre les deux ensembles (Figure 5.16d), signe que l'augmentation des précipitations n'est présente qu'au-dessus de Paris. Le résultat est opposé pour la situation du 16 août (Figures 5.16b,e). L'augmentation des précipitations pour l'ensemble URB est simulée à partir de 15 UTC environ lorsque les orages passent sur la région parisienne, mais uniquement en aval de Paris. Les précipitations cumulées sont de 3.8 mm en moyenne pour URB contre 2.9 mm pour NOURB à 18 UTC, soit une augmentation de la moyenne de 31%. Presque aucune différence des cumuls moyens n'est simulée dans le secteur ville entre URB et NOURB.

Enfin, pour la situation du 17 juin, des augmentations sont simulées pour URB dans le secteur ville et légèrement en aval de la capitale, avec 3.8 mm en moyenne dans le secteur ville pour URB contre 3.2 mm pour NOURB à 18 UTC. En aval, la différence est plus faible avec seulement 0.3 mm en plus pour l'ensemble URB ce qui correspond à une augmentation de la moyenne de 14%.

Les deux figures précédentes montrent que l'augmentation des précipitations n'a pas lieu dans la même zone pour les différentes situations météorologiques. Pour comprendre la raison de ces différences, il faut considérer la direction et la vitesse du vent moyen à 700 hPa simulées sur la région parisienne durant l'occurrence des orages pour l'ensemble URB (Figure 5.15). Les vitesses et directions du vent à 700 hPa illustrant globalement la direction et la vitesse de déplacement des cellules convectives, il est intéressant de faire le lien entre ces valeurs et la zone d'augmentation des précipitations. Il apparaît qu'en présence de vent fort en altitude, les précipitations ont tendance à se renforcer en aval de la région urbanisée parisienne, comme l'illustre le cas du 16 août avec un vent fort du sud-ouest jusqu'à 8.7 m s^{-1} , alors qu'en période de vent faible comme le 7 mai avec moins de 1 m s^{-1} , les précipitations sont plutôt renforcées au-dessus de la zone urbanisée. La situation du 17 juin illustre la situation intermédiaire avec des vents moyens, supérieurs à la situation du 7 mai, mais inférieurs à la situation du 16 août, causant ainsi une légère augmentation à la fois au-dessus et en aval de la région parisienne. Ces résultats semblent en accord avec les résultats obtenus par Dou *et al.* (2015) qui ont montré qu'en période de vent synoptique faible, les précipitations sont renforcées au-dessus de la ville, alors qu'elles sont plutôt renforcées en aval lorsque le vent synoptique est fort.

Afin de visualiser les secteurs avec la convection la plus intense lors du passage des orages, les profils verticaux du pourcentage moyen des secteurs ville et aval où les vitesses verticales sont supérieures à 0.5 m s^{-1} à 15 UTC ont été calculés. L'échéance choisie illustre l'activité maximale de la convection lors de l'occurrence des orages pour les 3 cas d'études. Pour la situation du 7 mai, les ascendances significatives sont renforcées uniquement dans le secteur ville (Figure 5.17a). À 15 UTC, l'ensemble URB simule un profil vertical avec en moyenne 4 à 5% du domaine en plus couvert par $w > 0.5 \text{ m s}^{-1}$ sur toute l'atmosphère comparé à NOURB, alors qu'en aval, très peu de différences sont simulées entre URB et NOURB (Figure 5.17d). Pour la situation du 16 août, au moment du passage des orages, les fortes ascendances sont beaucoup plus fréquentes pour URB, mais uniquement entre 0 et 4 km dans le secteur ville (Figure 5.17b), alors qu'en aval, les fortes ascendances couvrent 2 à 5% du secteur en plus jusqu'à plus de 8 km pour l'ensemble URB (Figure 5.17e). Il semble donc que pour cette situation, les ascendances sont initialement renforcées au-dessus de la ville en basses couches, puis celles-ci se propagent progressivement en aval de la région parisienne, renforçant la convection et les vitesses verticales en moyenne troposphère. Concernant la situation du 17 juin 2023, les ascendances sont plus présentes, mais uniquement au-dessus de la ville avec 2 à 5% de plus du secteur

ville couvert par $w > 0.5 \text{ m s}^{-1}$ pour URB comparé à NOURB (Figure 5.17c). En aval, les différences sont faibles sur l'ensemble de la verticale jusqu'à environ 8 km, altitude au-dessus de laquelle une légère augmentation du secteur couvert par des ascendances est simulée pour l'ensemble URB (Figure 5.17f). Dans cette situation, il semble donc que les ascendances sont générées et renforcées au-dessus de la ville et que celles-ci se propagent très peu en aval, de manière relativement similaire à la situation du 7 mai, bien que les vents soient plus forts en altitude.

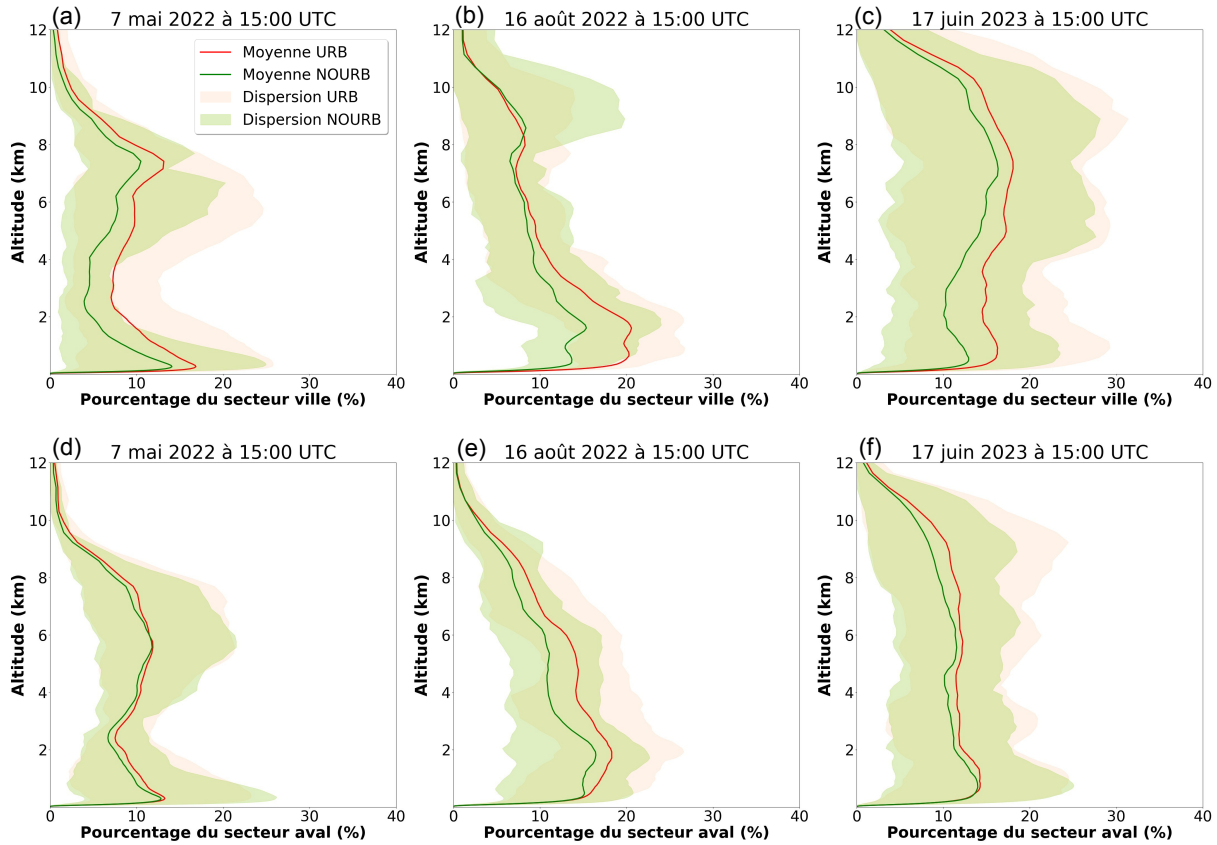


FIGURE 5.17 – Profils verticaux du pourcentage du secteur ville (en haut) où $w > 0.5 \text{ m s}^{-1}$ pour les ensembles URB et NOURB pour (a) le 7 mai 2022, (b) le 16 août 2022 et (c) le 17 juin 2023. Idem pour le secteur aval (en bas) pour (d) le 7 mai 2022, (e) le 16 août 2022 et (f) le 17 juin 2023. Les profils sont réalisés au milieu de l'occurrence des orages, vers 15 UTC pour les 3 situations.

Il est ensuite analysé où ont lieu l'initiation ou le renforcement de la convection. La question soulevée est ici de comprendre si c'est uniquement au-dessus de la zone urbanisée que la convection est renforcée puis c'est le vent de moyenne troposphère qui advecte par la suite les orages formés dans les zones en aval de la ville ou si la convection se renforce en aval de Paris sans qu'elle ait été initiée au-dessus de la zone urbanisée. Chaboureau *et al.* (2004) ont comparé l'énergie cinétique verticale résolue et sous maille (Vertical Kinetic Energy ou VKE en anglais, voir chapitre 1) disponibles en basses couches à la CIN. Selon eux, les points du domaine où la VKE maximale calculée entre 100 et 500 m environ est supérieure à la CIN sont des zones dans lesquelles la convection peut être initiée

ou renforcée. En s'appuyant sur ces résultats, les mêmes tests ont été effectués dans les secteurs ville et aval pour les 3 situations. Le ratio entre le nombre de points où la VKE maximale entre 100 et 500 m environ est supérieure à la CIN (notée $VKE > CIN$ par la suite) entre URB et NOURB en moyenne d'ensemble et en moyenne sur la période de 6 h d'occurrence des orages est visible dans le Tableau 5.3.

TABLEAU 5.3 – Ratio entre URB et NOURB du nombre de points moyen des secteurs ville et aval où $VKE > CIN$ sur la période d'occurrence des orages. Le nombre total de points est de 13 932 dans le secteur ville et de 18 740 dans le secteur aval.

Situation	7 mai 2022	16 août 2022	17 juin 2023
ville	1.16	1.15	1.17
aval	1.05	0.98	0.98

Durant la période 12-18 UTC, pour les 3 situations étudiées, il y a plus de 15% de points en plus dans le secteur ville où la $VKE > CIN$ pour URB par rapport à NOURB. Cela signifie que la convection peut s'initier sur 15% du secteur en plus pour URB que pour NOURB. Au contraire, pour les 3 situations, quasiment aucune différence n'est simulée entre l'ensemble URB et NOURB pour le secteur aval durant la même période. Pour la situation du 7 mai, une légère augmentation de 5 % du nombre de points avec $VKE > CIN$ est simulée dans le secteur aval pour URB par rapport à NOURB. Pour les deux autres situations, une légère baisse du nombre de points avec $VKE > CIN$ est même simulée dans le secteur aval pour l'ensemble URB. Cette absence de différence entre les ensembles URB et NOURB dans le secteur aval, notamment pour les situations du 16 août et du 17 juin, permet d'avancer que la convection est initiée ou renforcée uniquement dans le secteur ville, pour les 3 situations météorologiques.

L'augmentation des précipitations s'explique donc par un renforcement de l'activité convective engendrée par la présence de l'environnement urbain uniquement au-dessus de la zone urbanisée. Par la suite, la localisation du renforcement des précipitations est déterminée par l'intensité et la direction du vent en altitude. Dans les situations étudiées, plus le vent en moyenne troposphère (environ 700 hPa) est intense, plus la zone de renforcement des précipitations aura tendance à se situer en aval de la zone urbanisée. Au contraire, si le vent en moyenne troposphère est faible, alors la zone de renforcement des précipitations restera centrée sur la zone urbanisée.

5.5 Synthèse de l'analyse d'ensembles de plusieurs situations convectives

Les configurations de Meso-NH mises en place dans le chapitre 4 ont été utilisées pour mener une étude plus globale de l'effet de l'urbanisation sur la convection et les précipita-

tions. Deux ensembles (avec et sans urbanisation) ont permis de simuler à une résolution horizontale de 300 m cinq situations convectives différentes entre 2017 et 2023. L'analyse d'ensemble du modèle européen IFS a permis d'initialiser et de forcer les ensembles Meso-NH pour la situation du 9 juillet 2017, tandis que l'ensemble issu d'AROME-EPS a été employé pour les 4 situations plus récentes allant de 2022 à 2023. Cette approche ensembliste de plusieurs situations convectives permet de tirer des conclusions plus globales sur l'interaction ville-atmosphère que pour une seule situation.

L'évaluation de l'ensemble URB montre que Meso-NH est capable de simuler les précipitations en région parisienne, mais la dispersion d'ensemble est forte. Pour les situations du 9 juillet 2017 et du 17 juin 2023, des biais plus importants sont constatés pour la température à 2 m et pour la hauteur de couche limite le 17 juin. Pour les trois autres situations, la température proche du sol est bien simulée avec rarement plus de 1°C de biais absolu en moyenne d'ensemble. La Figure 5.18 résume les conditions atmosphériques nécessaires et les processus qui sont responsables de l'augmentation des précipitations due à l'urbanisation constatée pour 3 sur 5 des situations convectives. Dans la suite, l'analyse pourrait être étendue à un nombre de situations encore plus élevé, ce qui pourrait augmenter la robustesse des conclusions.

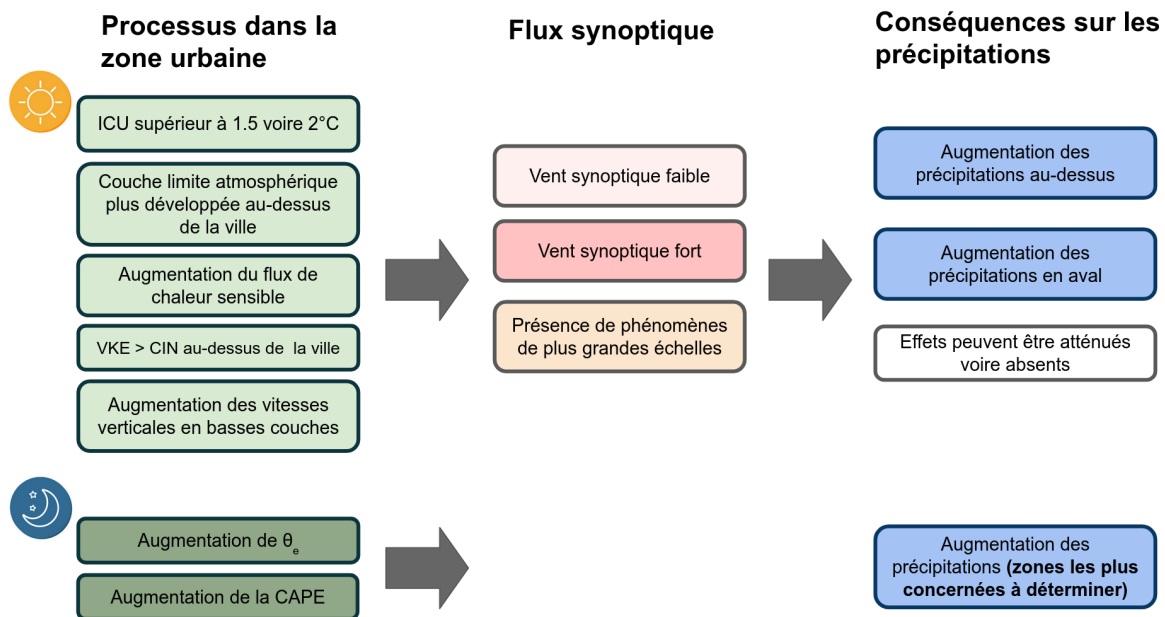


FIGURE 5.18 – Schéma résumant les processus liés au milieu urbain pouvant impacter la convection et les zones au-dessus et autour de la ville les plus touchées par les modifications de précipitations en fonction du flux en altitude. La partie supérieure du schéma correspond aux processus observés en journée, la partie inférieure concerne les processus observés la nuit.

Les point-clés du chapitre 5 :

- La modélisation des systèmes convectifs reste complexe avec un modèle numérique à résolution hectométrique.
- Trois des cinq cas de convection analysés montrent un effet significatif de l'augmentation des précipitations au-dessus de Paris et en aval du vent dominant.
- L'îlot de chaleur urbain, le développement de la couche limite et l'augmentation des vitesses du vent vertical en basses couches au-dessus de la ville jouent un rôle majeur dans le renforcement de la convection.
- Un plus grand nombre de points pour lesquels $VKE > CIN$ est constaté au-dessus de la ville pour l'ensemble URB par rapport à NOURB pour les situations où les précipitations sont renforcées par l'urbanisation.
- Les conditions de grandes échelles, le vent en moyenne troposphère et la période de la journée pour l'occurrence des orages ont une influence importante sur la possibilité ou non d'observer un effet de la ville sur la convection.
- L'effet du milieu urbain sur la convection et les précipitations n'est pas systématique et il convient d'analyser l'environnement atmosphérique dans la région urbanisée avant l'occurrence des orages.

Conclusions générales et perspectives

Cette thèse visait principalement à évaluer l'effet de l'urbanisation de la région parisienne sur les précipitations et à comprendre les principaux mécanismes sous-jacents à ces modifications. Pour ce faire, deux approches complémentaires ont été utilisées afin de tirer parti de l'ensemble des outils et données disponibles. La première consistait à élaborer une climatologie des orages en région parisienne sur une période de 13 années, allant de 2010 à 2022. La seconde approche reposait sur la mise en place d'une configuration du modèle Meso-NH avec une résolution horizontale de 300 m, intégrant les derniers développements en matière de représentation urbaine via le modèle TEB. L'objectif de l'utilisation de ce modèle à haute résolution était d'isoler l'effet des zones urbanisées sur les précipitations et d'analyser les principaux mécanismes liés à la ville responsables de ces modifications. Cette méthode a été appliquée sur l'agglomération parisienne pour de multiples situations convectives dans le cadre du Research and Demonstration Project visant à évaluer la capacité des modèles à mailles fines à représenter les processus urbains de fines échelles. En parallèle, ces travaux ont également permis d'initier l'évaluation des capacités de modélisation d'un modèle ensembliste à la résolution inférieure au kilomètre.

Conclusions

À la suite d'études menées sur l'influence des villes sur les précipitations, ainsi qu'aux retours des prévisionnistes météorologiques en région Île-de-France concernant une possible influence de la ville de Paris sur les cellules convectives, une climatologie des orages dans la région parisienne a été réalisée. Pour cela, 13 années de données d'éclairs et de composites de réflectivités radar ont été analysées entre avril et octobre avec l'encadrement d'une stagiaire de Master 2, Kelly Doeuvre. Cette climatologie, effectuée avec des données à une échelle horizontale de 1 kilomètre sur un domaine de 200 km par 200 km centré sur Paris, a permis d'évaluer objectivement l'impact de la région parisienne sur les orages. Dans un premier temps, l'analyse temporelle des indicateurs flash et dépassements des seuils de réflectivités 40, 45 et 50 dBZ ont montré que le pic d'activité des orages en région parisienne concerne les mois de juin et juillet durant l'après-midi. Il a également été remarqué qu'un léger regain d'activité intervient en milieu de nuit, uniquement au mois de juillet. Dans un second temps, l'utilisation de différents secteurs en amont, au-dessus et en aval de la ville, selon le vent dominant pour chaque situation convective, a permis de montrer que l'occurrence de la convection sévère est renforcée au-dessus et autour de l'ag-

glomération parisienne. Une augmentation jusqu'à 16% du nombre de pixels avec un ou plusieurs éclairs par jour est observé au-dessus et en aval de la ville par rapport au secteur amont. Les mêmes augmentations sont observées pour les seuils de réflectivités 40, 45 et 50 dBZ. Ces résultats viennent confirmer les hypothèses des prévisionnistes et les études menées sur le sujet (Coquillat *et al.*, 2012; Le Roy *et al.*, 2020). Une première analyse de processus a été menée avec les données de températures des stations météorologiques disponibles sur les 13 années. Elle s'est concentrée sur l'intensité de l'îlot de chaleur urbain et son impact sur le renforcement de la convection sévère au-dessus et en aval de Paris. Néanmoins, la très faible corrélation obtenue entre l'intensité de l'ICU et le renforcement de l'activité orageuse n'indique pas d'effet significatif de celui-ci sur le renforcement de la convection.

Fort des résultats obtenus précédemment à travers la climatologie des orages, la thèse s'est ensuite orientée vers la modélisation d'un cas de convection diurne sur la ville de Paris durant la journée du 7 mai 2022. Cette approche ayant pour objectif d'étudier les principaux processus liés à l'environnement urbain responsables de la modification de la convection. Pour réaliser cela, des tests de sensibilité avec et sans ville ont été mis en place via le modèle de recherche Meso-NH incluant une configuration avancée du modèle de ville TEB, avec notamment la canopée urbaine (les bâtiments) intersectant les plus bas niveaux du modèle atmosphérique. Étant donné la nature des orages, connus pour leur faible prévisibilité en modélisation numérique, une approche ensembliste a été employée pour simuler ce cas de convection. Ce choix a impliqué l'utilisation de 15 simulations issues du modèle d'ensemble opérationnel AROME-EPS et d'une simulation issue du modèle déterministe AROME-France pour initialiser et forcer Meso-NH à une résolution horizontale de 300 mètres. Les résultats analysés dans différents secteurs au-dessus et autour de Paris ont permis d'isoler l'effet du milieu urbain sur les précipitations et ont montré une augmentation des précipitations au-dessus de la ville de Paris lorsque l'urbanisation est prise en compte. L'intégration de l'incertitude numérique, via l'ensemble de simulations, montre notamment que cette augmentation est significative et est attribuable à la présence des surfaces urbanisées. Une analyse approfondie des processus a ensuite été menée, mettant en évidence le rôle du flux de chaleur sensible, plus élevé en milieu urbain, dans le renforcement des vitesses verticales au-dessus de la zone urbanisée et l'augmentation de la hauteur de la couche limite en journée. Le contenu en hydrométéores intégré sur la zone urbanisée permet notamment de voir que plus d'eau est disponible au-dessus de Paris, entraînant ainsi un renforcement des précipitations au-dessus de l'agglomération parisienne dans cette situation.

La mise en œuvre de cette nouvelle méthodologie, reposant sur un ensemble de simulations, a conduit à son application sur d'autres cas de convection dans la région parisienne. Cette démarche visait à élargir le nombre de cas étudiés et à évaluer les différents types

de situations convectives pendant lesquelles les surfaces urbanisées de la région parisienne peuvent influencer sur la convection et les précipitations. Cinq situations convectives ayant eu lieu durant les campagnes de mesure PANAME2022 et PANAME2023 ont été simulées et minutieusement analysées. Parmi ces cinq cas, trois ont montré un effet significatif des surfaces urbanisées sur l'augmentation des précipitations au-dessus de Paris et en aval du vent dominant. L'analyse ensembliste des processus pour chacune des situations fait ressortir une dépendance aux éléments de grandes échelles et au vent en altitude pour l'occurrence ou non des effets de la ville sur les précipitations. Il est ressorti que des phénomènes de grandes échelles, tels que les courants de densité engendrés par des orages en amont de Paris, peuvent atténuer l'effet de la ville sur l'atmosphère et réduire considérablement son influence sur la convection. Au contraire, lors des situations dans lesquelles l'îlot de chaleur urbain et la couche limite sont bien développés, on constate un renforcement des vitesses verticales au-dessus de la région parisienne, susceptibles d'initier ou de renforcer la convection. La distinction entre chaque situation, notamment en ce qui concerne le vent en altitude, permet de conclure que les ascendances sont systématiquement renforcées au-dessus de Paris, mais que la localisation du renforcement des précipitations peut varier : elle peut se produire soit au-dessus de la ville, si le vent en altitude est faible, soit en aval, si le vent est plus fort.

Perspectives

Dans cette thèse, l'effet des surfaces urbanisées parisiennes sur les précipitations a été étudié à travers la réalisation d'une climatologie sur une période de 13 ans et des données de modélisation impliquant le modèle de recherche Meso-NH. Ces deux approches, complémentaires, ont montré que la région parisienne peut avoir un effet significatif sur la convection et sur les précipitations en les renforçant au-dessus et sous le vent de la ville. Dans le cadre du Research and Demonstration Project, les partenaires internationaux réalisent actuellement des simulations, parfois sous forme ensembliste comme pour le Met Office, de plusieurs cas d'étude retenus par les membres du projet. Parmi ceux-ci figurent des cas d'îlot de chaleur urbain, mais également plusieurs cas de convection sur la région parisienne ayant déjà été analysés au cours de cette thèse. Les travaux d'intercomparaison des modèles seront ensuite effectués afin d'évaluer les capacités de chacun des modèles à la résolution de 100 m environ à simuler des cas de convection et d'îlot de chaleur urbain intense sur la ville de Paris. Ces résultats viendront compléter les travaux accomplis durant la thèse et permettront entre autres d'avoir une vision élargie des processus urbains responsables des modifications de précipitations sur la région parisienne.

Ces travaux ont également permis d'initier des tests sur la capacité des modèles numériques à représenter les phénomènes convectifs à l'échelle hectométrique de manière ensembliste. Il a été montré que la convection diurne et les précipitations associées sont

relativement bien simulées par le modèle, même si une forte variabilité en termes de localisation est souvent présente. Il a également été observé que lors des situations de convection diurne comme celle du 7 mai 2022, le modèle a tendance à précipiter trop rapidement et de manière trop étendue par rapport aux observations. Il serait donc intéressant de continuer les recherches dans ce domaine afin d'évaluer plus précisément la capacité du modèle Meso-NH à simuler les averses de convection diurne à une résolution aussi fine. Cela permettrait de compléter les travaux initiés au sein du Met Office au Royaume-Uni dans le but de mettre en place un modèle opérationnel de prévision d'ensemble sur demande à 300 m de résolution horizontale (Bain *et al.*, 2022). En parallèle, les questions restent encore ouvertes sur l'utilisation de simulations à l'échelle inférieure au kilomètre et leur apport par rapport aux simulations kilométriques pour les cas de convection par exemple. Les échéances imposées par la réalisation de cette thèse n'ont pas permis d'explorer plus en détails cette partie et des travaux complémentaires de comparaison des simulations à différentes résolutions horizontales permettront certainement d'apporter des éléments de réponse.

Concernant l'étude des processus et la compréhension des mécanismes impliqués dans la modification des précipitations causées par la présence de la ville, plusieurs pistes restent à explorer pour compléter les travaux menés dans cette thèse. Il s'agirait notamment de discriminer les effets de rugosité des surfaces urbaines avec les effets thermiques en présence de la ville. Pour cela, des tests sur des simulations idéalisées pourraient être effectués afin de réduire numériquement la rugosité de la ville ou les effets thermiques dus à la modification du bilan d'énergie dans le canyon urbain. Une seconde piste concerne la prise en compte des aérosols dans les simulations. Leur impact sur les précipitations a été mentionné dans le chapitre 1, mais n'a pas pu être traité plus en détails au cours de cette thèse. Dans les simulations numériques, les aérosols ont été considérés via l'utilisation d'une climatologie d'aérosols, mais aucun test de sensibilité sur leur concentration et leur répartition spatiale n'a été mis en place. Les travaux sur le sujet nécessitent l'utilisation d'une méthodologie rigoureuse pour isoler l'effet de la présence des aérosols émis en milieu urbain sur les précipitations. À ce jour, plusieurs études se sont intéressées à ce sujet, comme Van den Heever et Cotton (2007) ou plus récemment les travaux d'une équipe du Laboratoire d'Aérodynamique à Toulouse, qui se concentrent sur l'effet des aérosols sur les précipitations en Inde et dont les résultats devraient être publiés d'ici peu. Néanmoins, l'influence des aérosols sur la convection reste complexe en raison notamment de la difficulté à obtenir des observations sur de longues échéances et à représenter les concentrations des aérosols de manière explicite dans les modèles numériques.

L'étude développée lors de cette thèse, innovante grâce à l'utilisation d'un ensemble de simulations à une échelle de 300 mètres, se concentre uniquement sur une seule ville possédant des caractéristiques particulières, ce qui limite la généralisation de ses conclu-

sions à d'autres contextes urbains. Les résultats obtenus pour Paris ne permettent pas d'extrapoler avec certitude les mêmes observations à d'autres villes. Par conséquent, il serait judicieux de reproduire la méthodologie définie dans cette thèse, en prenant en compte les secteurs amont, ville et aval, ainsi que les incertitudes de modélisation via un ensemble de simulations, comme le soulignent Liu et Niyogi (2019). Une grande partie de cette méthode pourrait être automatisée, facilitant ainsi son application sur d'autres villes côtières, tropicales ou de montagnes, pour différentes situations météorologiques.

Sigles et acronymes

- AEARO** Assimilation d'Ensemble AROME.
- ALADIN** Aire Limitée Adaptation Dynamique Développement International.
- AMDAR** Aircraft meteorological data relay.
- ANTILOPE** ANalyse par spaTialisation horaire des PrÉcipitations.
- ARAMIS** Application Radar à la Météorologie Infra-Synoptique.
- AROME** Applications de la Recherche à l'Opérationnel à Méso-Echelle.
- AROME-EPS** AROME Ensemble Prediction System.
- ARPEGE** Action de Recherches Petite Echelle Grande Echelle.
- AVHRR** Advanced Very-High-Resolution Radiometer.
- BDclim** Base de données climatologiques.
- BEM** Building Energy Model.
- CAPE** Convective Available Potential Energy.
- CCU** Couche de Canopée Urbaine.
- CEPMET** Centre européen pour les prévisions météorologiques à moyen terme.
- CH₄** Méthane.
- CIN** Convective inhibition.
- CLA** Couche Limite Atmosphérique.
- CLC** Corine Land Cover.
- CLU** Couche Limite Urbaine.
- CMIP6** Coupled Model Intercomparison Project Phase 6.
- CNRM** Centre National de Recherches Météorologiques.
- CNRS** Centre national de la recherche scientifique.
- CO₂** Dioxyde de carbone.
- COPS** Convective and Orographically induced Precipitation Study.
- COSMO** Consortium for Small-scale Modeling.
- ECMWF** European Centre for Medium-Range Weather Forecasts.
- ERA-5** ECMWF Atmospheric Reanalysis fifth generation.
- EUMETNET** European Multi service Meteorological Awareness.
- FLAKE** Fresh Water Lake.
- GIEC** Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat.

GLC Global Land Cover.

GPS Global Positioning System.

HCL Hauteur de la Couche Limite.

ICU Îlot de Chaleur Urbain.

IFS Integrated Forecasting System.

INSEE Institut National de la Statistique et des Études Économiques.

IPSL Institut Pierre Simon Laplace.

ISBA Interaction Sol-Biosphère-Atmosphère.

LA Laboratoire d’Aérodynamique.

LCL Lifting Condensation Level.

LFC Level of Free Convection.

LNB Level of Neutral Buoyancy.

Meso-NH MESOscale Non-Hydrostatic model.

METROMEX Metropolitan Meteorological Experiment.

MODIS Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer.

N₂O Protoxyde d’azote.

NOAA National Oceanic and Atmospheric Administration.

NOURB NO Urbanisation.

OMM Organisation Météorologique Mondiale.

ONU Organisation des Nations unies.

OSM OpenStreetMap.

PANAME PARIS region urbaN Atmospheric observations and models for Multidisciplinary rEsearch.

PANTHERE Projet Aramis Nouvelles Technologies en Hydrométéorologie Extension et REnouvellement.

PEARP Prevision d’Ensemble ARPEGE.

PM₁₀ Particulate Matter 10 micron.

PM_{2.5} Particulate Matter 2.5 micron.

RADOME Réseau d’acquisition de données et d’observations météorologiques étendues.

RCE Réseau Climatologique d’État.

RDP Research and Demonstration Project.

RKC4 explicit Runge–Kutta fourth-order.

RRA Réseaux régionaux automatisés.

SIO Système d’Information de l’OMM.

SIRTA Site Instrumental de Recherche par Télédétection Atmosphérique.

SST Sea Surface Temperature.
SURFEX SURFaces EXternalisées.
SYNOP Synoptique.

TEB Town Energy Balance.
TKE Turbulent Kinetic Energy.

UHI Urban Heat Island.
UN United Nations.
UPS Université Paul Sabatier.
URB URBanisation.
UTC Universal Time Coordinated.

VKE Vertical Kinetic Energy.

WENO Weighted Essentially Non Oscillatory.
WRF Weather Research and Forecasting.

Références bibliographiques

- Alberti, M. (2008). Humans as a Component of Ecosystems. In *Advances in Urban Ecology : Integrating Humans and Ecological Processes in Urban Ecosystems* (p. 27-59). Springer US. https://doi.org/10.1007/978-0-387-75510-6_2
- Andreae, M. O., Rosenfeld, D., Artaxo, P., Costa, A. A., Frank, G. P., Longo, K. M., & Silva-Dias, M. A. F. (2004). Smoking Rain Clouds over the Amazon. *Science*, *303*(5662), 1337-1342. <https://doi.org/10.1126/science.1092779>
- Angevine, W. M., White, A. B., Senff, C. J., Trainer, M., Banta, R. M., & Ayoub, M. A. (2003). Urban-rural contrasts in mixing height and cloudiness over Nashville in 1999. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, *108*(D3). <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/2001JD001061>
- Arnfield, A. J. (2003). Two decades of urban climate research : a review of turbulence, exchanges of energy and water, and the urban heat island. *International Journal of Climatology*, *23*(1), 1-26. <https://doi.org/https://doi.org/10.1002/joc.859>
- Bain, C. L., Bush, M., Buxmann, J. C., Davies, P., Finnenkoetter, A., Flack, D. L. A., Hanley, K., Jones, R. W., Lean, H. W., Lewis, H., McCabe, A., Petch, J. C., Porson, A., Sanchez, C., Stone, E. K., Walters, D., Webster, S., & Willington, S. (2022). The Met Office winter testbed 2020/2021 : Experimenting with an on-demand 300-m ensemble in a real-time environment. *Meteorological Applications*, *29*(5), e2096. <https://doi.org/https://doi.org/10.1002/met.2096>
- Banta, R., Berri, G., Blumen, W., Carruthers, D., Dalu, G., Durran, D., Egger, J., Garratt, J., Hanna, S., & Hunt, J. (1990). Atmospheric Processes over Complex Terrain. *23*, 24-28. <https://doi.org/10.1007/978-1-935704-25-6>
- Barlow, J., Best, M., Bohnenstengel, S. I., Clark, P., Grimmond, S., Lean, H., Christen, A., Emeis, S., Haefelin, M., Harman, I. N., Lemonsu, A., Martilli, A., Pardyjak, E., Rotach, M. W., Ballard, S., Boutle, I., Brown, A., Cai, X., Carpentieri, M., . . . Zhong, J. (2017). Developing a Research Strategy to Better Understand, Observe, and Simulate Urban Atmospheric Processes at Kilometer to Subkilometer Scales. *Bulletin of the American Meteorological Society*, *98*(10), ES261-ES264. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-17-0106.1>
- Bélair, S., Leroyer, S., SEINO, N., SPACEK, L., SOUVANLASSY, V., & Paquin-Ricard, D. (2018). Role and Impact of the Urban Environment in a Numerical Forecast of an Intense Summertime Precipitation Event over Tokyo. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, *96A*. <https://doi.org/10.2151/jmsj.2018-011>
- Bell, T. L., Rosenfeld, D., Kim, K.-M., Yoo, J.-M., Lee, M.-I., & Hahnenberger, M. (2008). Midweek increase in U.S. summer rain and storm heights suggests air pollution invigorates rainstorms. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, *113*(D2). <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/2007JD008623>
- Bocher, E., Bernard, J., Le Saux Wiederhold, E., Leconte, F., Petit, G., Palominos, S., & Noûs, C. (2021). GeoClimate : a Geospatial processing toolbox for environmental and climate studies. *Journal of Open Source Software*, *6*(65), 3541. <https://doi.org/10.21105/joss.03541>

- Bornstein, R., & Lin, Q. (2000). Urban heat islands and summertime convective thunders-
 torms in Atlanta : three case studies. *Atmospheric Environment*, *34*(3), 507-516.
[https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S1352-2310\(99\)00374-X](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S1352-2310(99)00374-X)
- Bosman, P. J. M., van Heerwaarden, C. C., & Teuling, A. J. (2019). Sensible heating
 as a potential mechanism for enhanced cloud formation over temperate forest.
Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, *145*(719), 450-468. <https://doi.org/https://doi.org/10.1002/qj.3441>
- Boussetta, S., Balsamo, G., Arduini, G., Dutra, E., McNorton, J., Choulga, M., Agustí-
 Panareda, A., Beljaars, A., Wedi, N., Munõz-Sabater, J., de Rosnay, P., Sandu, I.,
 Hadade, I., Carver, G., Mazzetti, C., Prudhomme, C., Yamazaki, D., & Zsoter,
 E. (2021). ECLand : The ECMWF Land Surface Modelling System. *Atmosphere*,
12(6). <https://doi.org/10.3390/atmos12060723>
- Bouttier, F., & Raynaud, L. (2018). Clustering and selection of boundary conditions for
 limited-area ensemble prediction. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological
 Society*, *144*(717), 2381-2391. <https://doi.org/https://doi.org/10.1002/qj.3304>
- Bouttier, F., Raynaud, L., Nuissier, O., & Ménétrier, B. (2016). Sensitivity of the AROME
 ensemble to initial and surface perturbations during HyMeX. *Quarterly Journal
 of the Royal Meteorological Society*, *142*(S1), 390-403. <https://doi.org/https://doi.org/10.1002/qj.2622>
- Bouttier, F., Vié, B., Nuissier, O., & Raynaud, L. (2012). Impact of Stochastic Physics in
 a Convection-Permitting Ensemble. *Monthly Weather Review*, *140*(11), 3706-3721.
<https://doi.org/10.1175/MWR-D-12-00031.1>
- Brousseau, P., Seity, Y., Ricard, D., & Léger, J. (2016). Improvement of the forecast
 of convective activity from the AROME-France system. *Quarterly Journal of the
 Royal Meteorological Society*, *142*(699), 2231-2243. <https://doi.org/https://doi.org/10.1002/qj.2822>
- Bubnová, R., Hello, G., Bénard, P., & Geleyn, J.-F. (1995). Integration of the Fully
 Elastic Equations Cast in the Hydrostatic Pressure Terrain-Following Coordinate
 in the Framework of the ARPEGE/Aladin NWP System. *Monthly Weather Review*,
123(2), 515-535. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1995\)123<0515:IOTFEE>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1995)123<0515:IOTFEE>2.0.CO;2)
- Bueno, B., Pigeon, G., Norford, L. K., Zibouche, K., & Marchadier, C. (2012). Develop-
 ment and evaluation of a building energy model integrated in the TEB scheme.
Geoscientific Model Development, *5*(2), 433-448. <https://doi.org/10.5194/gmd-5-433-2012>
- Calas, C. (2014). *Concepts et méthodes pour le météorologiste. Tome 1 : Les savoirs :
 modèles conceptuels et données disponibles*. Météo et Climat. <https://doi.org/10.4267/2042/53189>
- Caniaux, G., Redelsperger, J.-L., & Lafore, J.-P. (1994). A Numerical Study of the Stra-
 tiform Region of a Fast-Moving Squall Line. Part I : General Description and
 Water and Heat Budgets. *Journal of Atmospheric Sciences*, *51*(14), 2046-2074.
[https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1994\)051<2046:ANSOTS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1994)051<2046:ANSOTS>2.0.CO;2)
- Carraça, M. G. D., & Collier, C. G. (2007). Modelling the impact of high-rise buildings in
 urban areas on precipitation initiation. *Meteorological Applications*, *14*(2), 149-161.
<https://doi.org/https://doi.org/10.1002/met.15>
- Carrió, G., & Cotton, W. (2011). Urban growth and aerosol effects on convection over
 Houston. Part II : Dependence of aerosol effects on instability. *Atmospheric Re-*

- search*, 102(1), 167-174. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2011.06.022>
- Caussinus, H., & Mestre, O. (2004). Detection and Correction of Artificial Shifts in Climate Series. *Journal of the Royal Statistical Society. Series C (Applied Statistics)*, 53(3), 405-425. Récupérée avril 6, 2024, à partir de <http://www.jstor.org/stable/3592562>
- Chaboureau, J.-P., Guichard, F., Redelsperger, J.-L., & Lafore, J.-P. (2004). The role of stability and moisture in the diurnal cycle of convection over land. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 130(604), 3105-3117. <https://doi.org/doi.org/10.1256/qj.03.132>
- Champeaux, J.-L., Dupuy, P., Laurantin, O., Soulan, I., Tabary, P., & Soubeyroux, J.-M. (2009). Les mesures de précipitations et l'estimation des lames d'eau à Météo-France : état de l'art et perspectives. *La Houille Blanche, Numero 5*, 28-34. <https://doi.org/10.1051/lhb/2009052>
- Changnon, S. (1981). *METROMEX, a Review and Summary*. American Meteorological Society. <https://doi.org/https://doi.org/10.1007/978-1-935704-29-4>
- Changnon, S., Huff, F., Schickedanz, P., & Vogel, J. (1977). *Summary of metromex, volume 1 : weather anomalies and impacts* (T. 1). Illinois State Water Survey.
- Changnon, S. A. (1968). the La Porte weather anomaly—fact or fiction? *Bulletin of the American Meteorological Society*, 49(1), 4-11. <https://doi.org/10.1175/1520-0477-49.1.4>
- Charnock, H. (1955). Wind stress on a water surface. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 81(350), 639-640. <https://doi.org/https://doi.org/10.1002/qj.49708135027>
- Chen, F., Miao, S., Tewari, M., Bao, J.-W., & Kusaka, H. (2011). A numerical study of interactions between surface forcing and sea breeze circulations and their effects on stagnation in the greater Houston area. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 116(D12). <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/2010JD015533>
- Colella, P., & Woodward, P. R. (1984). The Piecewise Parabolic Method (PPM) for gas-dynamical simulations. *Journal of Computational Physics*, 54(1), 174-201. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0021-9991\(84\)90143-8](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0021-9991(84)90143-8)
- Coquillat, S., Boussaton, M.-P., Buguet, M., Lambert, D., Ribaud, J.-F., & Berthelot, A. (2012). Lightning ground flash patterns over Paris area between 192 and 2003 : influence of pollution. *Atmospheric Research*. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2012.10.032>
- Cosgrove, A., & Berkelhammer, M. (2018). Downwind footprint of an urban heat island on air and lake temperatures. *npj Climate and Atmospheric Science*, 1. <https://doi.org/10.1038/s41612-018-0055-3>
- Cosma, S., Richard, E., & Miniscloux, F. (2002). The role of small-scale orographic features in the spatial distribution of precipitation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 128(579), 75-92. <https://doi.org/10.1256/00359000260498798>
- Cotton, W. R., & Pielke, R. A., Sr. (2007). *Human Impacts on Weather and Climate* (2^e éd.). Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511808319>
- Courtier, P., Freydier, C., Geleyn, J.-F., Rabier, F., & Rochas, M. The Arpege project at Meteo France. In : In *Seminar on Numerical Methods in Atmospheric Models, 9-13 September 1991. 2*. ECMWF. Shinfield Park, Reading : ECMWF, 1991, 193-232. <https://www.ecmwf.int/node/8798>

- Cummins, K. L., Murphy, M. J., Bardo, E. A., Hiscox, W. L., Pyle, R. B., & Pifer, A. E. (1998). A Combined TOA/MDF Technology Upgrade of the U.S. National Lightning Detection Network. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, *103*(D8), 9035-9044. <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/98JD00153>
- Cuxart, J., Bougeault, P., & Redelsperger, J.-L. (2000). A turbulence scheme allowing for mesoscale and large-eddy simulations. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *126*(562), 1-30. <https://doi.org/https://doi.org/10.1002/qj.49712656202>
- Dauhut, T., Chaboureau, J.-P., Escobar, J., & Mascart, P. (2015). Large-eddy simulations of Hector the convective making the stratosphere wetter. *Atmospheric Science Letters*, *16*(2), 135-140. <https://doi.org/https://doi.org/10.1002/asl2.534>
- Davies, H. C. (1976). A lateral boundary formulation for multi-level prediction models. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *102*(432), 405-418. <https://doi.org/https://doi.org/10.1002/qj.49710243210>
- de Munck, C. S., Lemonsu, A., Bouzouidja, R., Masson, V., & Claverie, R. (2013). The GREENROOF module (v7.3) for modelling green roof hydrological and energetic performances within TEB. *Geoscientific Model Development*, *6*(6), 1941-1960. <https://doi.org/10.5194/gmd-6-1941-2013>
- Descamps, L., Labadie, C., Joly, A., Bazile, E., Arbogast, P., & Cébron, P. (2014). PEARP, the Météo-France short-range ensemble prediction system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *141*(690), 1671-1685. <https://doi.org/https://doi.org/10.1002/qj.2469>
- Dixon, P. G., & Mote, T. L. (2003). Patterns and Causes of Atlanta's Urban Heat Island-Initiated Precipitation. *Journal of Applied Meteorology*, *42*(9), 1273-1284. [https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0450\(2003\)042<1273:PACOAU>2.0.CO;2](https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0450(2003)042<1273:PACOAU>2.0.CO;2)
- Doerenbecher, A., & Mahfouf, J.-F. (2019). Impact of additional AMDAR data in the AROME-France model during May 2017. *Advances in Science and Research*, *16*, 215-222. <https://doi.org/10.5194/asr-16-215-2019>
- Dou, J., Wang, Y., Bornstein, R., & Miao, S. (2015). Observed Spatial Characteristics of Beijing Urban Climate Impacts on Summer Thunderstorms. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, *54*(1), 94-105. <https://doi.org/10.1175/JAMC-D-13-0355.1>
- Douglas, I. (1983). *The Urban Environment*. Edward Arnold.
- ECMWF. (2023a). IFS Documentation CY48R1 - Part I : Observations. <https://doi.org/10.21957/0f360ba4ca>
- ECMWF. (2023b). IFS Documentation CY48R1 - Part II : Data Assimilation. <https://doi.org/10.21957/a744f32e74>
- ECMWF. (2023c). IFS Documentation CY48R1 - Part III : Dynamics and Numerical Procedures. <https://doi.org/10.21957/26f0ad3473>
- ECMWF. (2023d). IFS Documentation CY48R1 - Part IV : Physical Processes. <https://doi.org/10.21957/02054f0fbf>
- ECMWF. (2023e). IFS Documentation CY48R1 - Part V : Ensemble Prediction System. <https://doi.org/10.21957/e529074162>
- Fabry, F. (2015). *Radar Meteorology : Principles and Practice*. <https://doi.org/10.1017/CBO9781107707405>
- Fabry, F., Meunier, V., Treserras, B. P., Cournoyer, A., & Nelson, B. (2017). On the Climatological Use of Radar Data Mosaics : Possibilities and Challenges. *Bulletin*

- of the American Meteorological Society, 98(10), 2135-2148. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-15-00256.1>
- Fairall, C. W., Bradley, E. F., Hare, J. E., Grachev, A. A., & Edson, J. B. (2003). Bulk Parameterization of Air–Sea Fluxes : Updates and Verification for the COARE Algorithm. *Journal of Climate*, 16(4), 571-591. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2003\)016<0571:BPOASF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2003)016<0571:BPOASF>2.0.CO;2)
- Faroux, S., Kaptué Tchuenté, A. T., Roujean, J.-L., Masson, V., Martin, E., & Le Moigne, P. (2013). ECOCLIMAP-II/Europe : a twofold database of ecosystems and surface parameters at 1 km resolution based on satellite information for use in land surface, meteorological and climate models. *Geoscientific Model Development*, 6(2), 563-582. <https://doi.org/10.5194/gmd-6-563-2013>
- Figueras i Ventura, J., & Tabary, P. (2013). The New French Operational Polarimetric Radar Rainfall Rate Product. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 52(8), 1817-1835. <https://doi.org/10.1175/JAMC-D-12-0179.1>
- Fisher, M., Tremolet, Y., Auvinen, H., Tan, D., & Poli, P. (2011). *Weak-Constraint and Long-Window 4D-Var* (rapp. tech. N° 655). ECMWF.
- Fouquart, Y., & Bonnel, B. (1980). Computations of solar heating of the Earth's atmosphere : a new parameterization. *Beiträge zur Physik der Atmosphäre*, 53, 35-62.
- Gal-Chen, T., & Somerville, R. C. (1975). On the use of a coordinate transformation for the solution of the Navier-Stokes equations. *Journal of Computational Physics*, 17(2), 209-228. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0021-9991\(75\)90037-6](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0021-9991(75)90037-6)
- Gauthier, M. L., Petersen, W. A., Carey, L. D., & Orville, R. E. (2005). Dissecting the anomaly : A closer look at the documented urban enhancement in summer season ground flash densities in and around the Houston area. *Geophysical Research Letters*, 32(10). <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/2005GL022725>
- Gounou, A. (2010). *Etude des Processus Pilotant les Cycles Diurnes de la Mousson Ouest Africaine* [PhD thesis]. University of Paul Sabatier. <https://www.theses.fr/2011TOU30344>
- Gregory, J., Dukes, M., Jones, P., & Miller, G. (2006). Effect of urban soil compaction on infiltration rate. *Journal of Soil and Water Conservation*, 61(3), 117-124. <https://www.jswnonline.org/content/61/3/117>
- Guerreiro, S. B., Dawson, R. J., Kilsby, C., Lewis, E., & Ford, A. (2018). Future heat-waves, droughts and floods in 571 European cities. *Environmental Research Letters*, 13(3), 034009. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/aaaad3>
- Gulev, S., Thorne, P., Ahn, J., Dentener, F., Domingues, C., Gerland, S., Gong, D., Kaufman, D., Nnamchi, H., Quaas, J., Rivera, J., Sathyendranath, S., Smith, S., Trewin, B., von Schuckmann, K., & Vose, R. (2021). Changing State of the Climate System. In V. Masson-Delmotte, P. Zhai, A. Pirani, S. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J. Matthews, T. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu & B. Zhou (Éd.), *Climate Change 2021 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (p. 287-422). Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/9781009157896.004>
- Guo, X., Fu, D., & Wang, J. (2006). Mesoscale convective precipitation system modified by urbanization in Beijing City [14th International Conference on Clouds and Precipitation]. *Atmospheric Research*, 82(1), 112-126. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2005.12.007>

- Haeffelin, M., Barthès, L., Bock, O., Boitel, C., Bony, S., Bouniol, D., Chepfer, H., Chiriaco, M., Cuesta, J., Delanoë, J., Drobinski, P., Dufresne, J.-L., Flamant, C., Grall, M., Hodzic, A., Hourdin, F., Lapouge, F., Lemaitre, Y., Mathieu, A., . . . Vautard, R. (2005). SIRTA, a ground-based atmospheric observatory for cloud and aerosol research. *Annales Geophysicae*, *23*(2), 253-275. <https://doi.org/10.5194/angeo-23-253-2005>
- Hamdi, R., Giot, O., De Troch, R., Deckmyn, A., & Termonia, P. (2015). Future climate of Brussels and Paris for the 2050s under the A1B scenario. *Urban Climate*, *12*, 160-182. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.uclim.2015.03.003>
- Han, J.-Y., Baik, J.-J., & Lee, H. (2014). Urban impacts on precipitation. *Asia-Pacific Journal of the Atmospheric Sciences*, *50*. <https://doi.org/10.1007/s13143-014-0016-7>
- Hansen, M., Defries, R., Townshend, J., & Sohlberg, R. (2000). Global land cover classification at 1km spatial resolution using a classification tree approach. *International Journal of Remote Sensing*, *21*, 1331-1364. <https://doi.org/10.1080/014311600210209>
- Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Hirahara, S., Horányi, A., Muñoz-Sabater, J., Nicolas, J., Peubey, C., Radu, R., Schepers, D., Simmons, A., Soci, C., Abdalla, S., Abellan, X., Balsamo, G., Bechtold, P., Biavati, G., Bidlot, J., Bonavita, M., . . . Thépaut, J.-N. (2020). The ERA5 global reanalysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *146*(730), 1999-2049. <https://doi.org/https://doi.org/10.1002/qj.3803>
- Heymann, Y., Steenmans, C., Croisille, G., Bossard, M., Lenco, M., Wyatt, B., Weber, J.-L., O'Brian, C., Cornaert, M.-H., & Sifakis, N. (1994). *CORINE land cover : Technical guide*. Office for Official Publ. of the Europ. Communities.
- Horton, R. E. (1921). Thunderstorm-breeding spots. *Monthly Weather Review*, *49*(4), 193-193. [https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1921\)49<193a:TS>2.0.CO;2](https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0493(1921)49<193a:TS>2.0.CO;2)
- Houze, R. (1993). *Cloud Dynamics*. Academic Press.
- Houze Jr., R. A. (2012). Orographic effects on precipitating clouds. *Reviews of Geophysics*, *50*(1). <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/2011RG000365>
- Huff, F. A., & Changnon, S. A. (1973). precipitation modification by major urban areas. *Bulletin of the American Meteorological Society*, *54*(12), 1220-1232. Récupérée novembre 7, 2022, à partir de <http://www.jstor.org/stable/26255213>
- INSEE. (2019). *Évolution et structure de la population en 2019*. <https://www.insee.fr/fr/statistiques/2011101?geo=DEP-75>
- Isaksen, L. M. B., Buizza, R., F., M., Haseler, J., Leutbecher, M., & Raynaud, L. (2010). *Ensemble of Data Assimilations at ECMWF* (rapp. tech. N° 636). ECMWF. Reading, UK.
- Kar, S. K., Liou, Y.-A., & Ha, K.-J. (2007). Characteristics of cloud-to-ground lightning activity over Seoul, South Korea in relation to an urban effect. *Annales Geophysicae*, *25*(10), 2113-2118. <https://doi.org/10.5194/angeo-25-2113-2007>
- Kingfield, D. M., Calhoun, K. M., de Beurs, K. M., & Henebry, G. M. (2018). Effects of City Size on Thunderstorm Evolution Revealed through a Multiradar Climatology of the Central United States. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, *57*(2), 295-317. <https://doi.org/10.1175/JAMC-D-16-0341.1>
- Kotthaus, S., Haeffelin, M., Drouin, M.-A., Dupont, J.-C., Grimmond, S., Haefele, A., Hervo, M., Poltera, Y., & Wiegner, M. (2020). Tailored Algorithms for the De-

- tection of the Atmospheric Boundary Layer Height from Common Automatic Lidars and Ceilometers (ALC). *Remote Sensing*, 12(19). <https://doi.org/10.3390/rs12193259>
- Lac, C., Chaboureaud, J.-P., Masson, V., Pinty, J.-P., Tulet, P., Escobar, J., Leriche, M., Barthe, C., Aouizerats, B., Augros, C., Aumond, P., Auguste, F., Bechtold, P., Berthet, S., Bielli, S., Bosseur, F., Caumont, O., Cohard, J.-M., Colin, J., . . . Wautelet, P. (2018). Overview of the Meso-NH model version 5.4 and its applications. *Geoscientific Model Development*, 11(5), 1929-1969. <https://doi.org/10.5194/gmd-11-1929-2018>
- Lac, C., Lafore, J.-P., & Redelsperger, J.-L. (2002). Role of Gravity Waves in Triggering Deep Convection during TOGA COARE. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 59(8), 1293-1316. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(2002\)059<1293:ROGWIT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(2002)059<1293:ROGWIT>2.0.CO;2)
- Lacke, M. C., Mote, T. L., & Shepherd, J. M. (2009). Aerosols and associated precipitation patterns in Atlanta. *Atmospheric Environment*, 43(28), 4359-4373. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2009.04.022>
- Lafore, J. P., Stein, J., Asencio, N., Bougeault, P., Ducrocq, V., Duron, J., Fischer, C., Hérelil, P., Mascart, P., Masson, V., Pinty, J.-P., Redelsperger, J. L., Richard, E., & Vilà-Guerau de Arellano, J. (1998). The Meso-NH Atmospheric Simulation System. Part I : adiabatic formulation and control simulations. *Annales Geophysicae*, 16(1), 90-109. <https://hal.archives-ouvertes.fr/hal-00329074>
- Laurantin, O. ANTILOPE : hourly rainfall analysis merging radar and rain gauge data. In : In in : *Int. Symp. Weather Radar and Hydrology (WRaH2008)*, Grenoble/Autrans, France, 10–15 March 2008. 2008.
- Laurantin, O. ANTILOPE : hourly rainfall analysis over France merging radar and rain gauges data. In : In in : *Proceedings of the 11th International Precipitation Conference*. 2013.
- Lawrence, D., & Vandecar, K. (2015). Effects of tropical deforestation on climate and agriculture (vol 5, pg 27, 2015). *Nature Climate Change*, 5, 174-174. <https://doi.org/10.1038/nclimate2430>
- Le Roy, B., Lemonsu, A., Koukoud-Arnaud, R., Brion, D., & Masson, V. (2020). Long time series spatialized data for urban climatological studies : a case study of Paris, France Long time series spatialized data for urban climatological studies. *International Journal of Climatology*. <https://doi.org/10.1002/joc.6414>
- Lebeaupin Brossier, C. (2007). *Étude du couplage océan-atmosphère associé aux épisodes de pluie intense en région méditerranéenne* [thèse de doct.] [2007TOU30215]. <http://www.theses.fr/2007TOU30215>
- Lebeaupin Brossier, C., Ducrocq, V., & Giordani, H. (2009). Effects of the air–sea coupling time frequency on the ocean response during Mediterranean intense events. *Ocean Dynamics*, 59, 539-549. <https://doi.org/10.1007/s10236-009-0198-1>
- Lee, J.-Y., Marotzke, J., Bala, G., Cao, L., Corti, S., Dunne, J., Engelbrecht, F., Fischer, E., Fyfe, J., Jones, C., Maycock, A., Mutemi, J., Ndiaye, O., Panickal, S., & Zhou, T. (2021). Future Global Climate : Scenario-Based Projections and Near-Term Information. In V. Masson-Delmotte, P. Zhai, A. Pirani, S. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J. Matthews, T. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu & B. Zhou (Éd.), *Climate Change 2021 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate*

- Change* (p. 553-672). Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/9781009157896.006>
- Lefranc, E. (1839). *Histoire du Moyen-Age : depuis la chute de l'Empire d'occident (476) jusqu'à la prise de Constantinople (1453) , sur un plan tout-à-fait neuf*. Librairie Classique de Perisse frères.
- Lemonsu, A., Masson, V., Shashua-Bar, L., Erell, E., & Pearlmutter, D. (2012). Inclusion of vegetation in the Town Energy Balance model for modelling urban green areas. *Geoscientific Model Development*, 5(6), 1377-1393. <https://doi.org/10.5194/gmd-5-1377-2012>
- Lemonsu, A., Koukou-Arnaud, R., Desplat, J., Salagnac, J.-L., & Masson, V. (2013). Evolution of the Parisian urban climate under a global changing climate. *Climatic Change*, 116. <https://doi.org/10.1007/s10584-012-0521-6>
- Lemonsu, A., & Masson, V. (2002). Simulation of a Summer Urban Breeze Over Paris. *Boundary-Layer Meteorology*, 104, 463-490. <https://doi.org/10.1023/A:1016509614936>
- Leopold, L. (1968). *Hydrology for Urban Land Planning : A Guidebook on the Hydrologic Effects of Urban Land Use*. U.S. Geological Survey. <https://doi.org/10.3133/cir554>
- Li, Y., Fowler, H. J., Argüeso, D., Blenkinsop, S., Evans, J. P., Lenderink, G., Yan, X., Guerreiro, S. B., Lewis, E., & Li, X.-F. (2020). Strong Intensification of Hourly Rainfall Extremes by Urbanization [e2020GL088758 2020GL088758]. *Geophysical Research Letters*, 47(14), e2020GL088758. <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/2020GL088758>
- Liu, J., & Niyogi, D. (2019). Meta-analysis of urbanization impact on rainfall modification. *Scientific Reports*, 9(1), 7301. <https://doi.org/10.1038/s41598-019-42494-2>
- Llasat, M. C., Llasat-Botija, M., Petrucci, O., Pasqua, A. A., Rosselló, J., Vinet, F., & Boissier, L. (2013). Towards a database on societal impact of Mediterranean floods within the framework of the HYMEX project. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 13(5), 1337-1350. <https://doi.org/10.5194/nhess-13-1337-2013>
- Lorenz, J. M., Kronenberg, R., Bernhofer, C., & Niyogi, D. (2019). Urban Rainfall Modification : Observational Climatology Over Berlin, Germany. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 124(2), 731-746. <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/2018JD028858>
- Lunet, T., Lac, C., Franck, A., Visentin, F., Masson, V., & Escobar, J. (2017). Combination of WENO and Explicit Runge-Kutta methods for wind transport in Meso-NH model. *Monthly Weather Review*, 145. <https://doi.org/10.1175/MWR-D-16-0343.1>
- Luo, Y., Zhang, J., Yu, M., Liang, X., Xia, R., Gao, Y., Gao, X., & Yin, J. (2022). On the Influences of Urbanization on the Extreme Rainfall over Zhengzhou on 20 July 2021 : A Convection-Permitting Ensemble Modeling Study. *Advances in Atmospheric Sciences*, 40(3), 393-409. <https://doi.org/10.1007/s00376-022-2048-8>
- Mahfouf, J.-F., Richard, E., & Mascart, P. (1987). The Influence of Soil and Vegetation on the Development of Mesoscale Circulations. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 26(11), 1483-1495. [https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1987\)026<1483:TIOSAV>2.0.CO;2](https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0450(1987)026<1483:TIOSAV>2.0.CO;2)
- Malardel, S. (2022). *Fondamentaux de météorologie 3e édition*. Cépaduès.
- Malkus, J. S. (1963). Tropical Rain Induced by a Small Natural Heat Source. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 2(5), 547-556. [https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1963\)002<0547:TRIBAS>2.0.CO;2](https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0450(1963)002<0547:TRIBAS>2.0.CO;2)

- Mandement, M., & Caumont, O. (2021). A numerical study to investigate the roles of former Hurricane Leslie, orography and evaporative cooling in the 2018 Aude heavy-precipitation event. *Weather and Climate Dynamics*, 2(3), 795-818. <https://doi.org/10.5194/wcd-2-795-2021>
- Manola, I., Steeneveld, G.-J., Uijlenhoet, R., & Holtslag, A. A. M. (2020). Analysis of urban rainfall from hourly to seasonal scales using high-resolution radar observations in the Netherlands. *International Journal of Climatology*, 40(2), 822-840. <https://doi.org/https://doi.org/10.1002/joc.6241>
- Marshall, J. S., & Palmer, W. M. K. (1948). THE DISTRIBUTION OF RAINDROPS WITH SIZE. *Journal of Atmospheric Sciences*, 5(4), 165-166. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1948\)005<0165:TDORWS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1948)005<0165:TDORWS>2.0.CO;2)
- Masson, V., Le Moigne, P., Martin, E., Faroux, S., Alias, A., Alkama, R., Belamari, S., Barbu, A., Boone, A., Bouyssel, F., Brousseau, P., Brun, E., Calvet, J.-C., Carrer, D., Decharme, B., Delire, C., Donier, S., Essauini, K., Gibelin, A.-L., ... Voltaire, A. (2013). The SURFEXv7.2 land and ocean surface platform for coupled or offline simulation of earth surface variables and fluxes. *Geoscientific Model Development*, 6(4), 929-960. <https://doi.org/10.5194/gmd-6-929-2013>
- Masson, V. (2000). A Physically-Based Scheme For The Urban Energy Budget In Atmospheric Models. *Boundary-Layer Meteorology*, 94, 357-397. <https://doi.org/10.1023/A:1002463829265>
- Masson, V., Champeaux, J.-L., Chauvin, F., Meriguet, C., & Lacaze, R. (2003). A Global Database of Land Surface Parameters at 1-km Resolution in Meteorological and Climate Models. *Journal of Climate*, 16(9), 1261-1282. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2003\)16<1261:AGDOLS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2003)16<1261:AGDOLS>2.0.CO;2)
- Masson, V., Lemonsu, A., Hidalgo, J., & Voogt, J. (2020). Urban Climates and Climate Change. *Annual Review of Environment and Resources*, 45(1), 411-444. <https://doi.org/10.1146/annurev-environ-012320-083623>
- Masson, V., & Seity, Y. (2009). Including Atmospheric Layers in Vegetation and Urban Offline Surface Schemes. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 48(7), 1377-1397. <https://doi.org/10.1175/2009JAMC1866.1>
- Mironov, D., Kourzeneva, E., Ritter, B., & Schneider, N. (2009). Implementation of the lake parameterisation scheme FLake into numerical weather prediction model COSMO. *Boreal Environ. Res.*, 15.
- Mlawer, E. J., Taubman, S. J., Brown, P. D., Iacono, M. J., & Clough, S. A. (1997). Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres : RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 102(D14), 16663-16682. <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/97JD00237>
- Mooney, P., & Minghini, M. (2017). A review of OpenStreetMap data. <https://doi.org/10.5334/bbf.c>
- Müller, S., Pichelli, E., Coppola, E., Berthou, S., Brienens, S., Caillaud, C., Demory, M.-E., Dobler, A., Feldmann, H., Mercogliano, P., Tölle, M., & de Vries, H. (2023). The climate change response of alpine-mediterranean heavy precipitation events. *Climate Dynamics*, 62, 1-22. <https://doi.org/10.1007/s00382-023-06901-9>
- Naccarato, K. P., Pinto Jr., O., & Pinto, I. R. C. A. (2003). Evidence of thermal and aerosol effects on the cloud-to-ground lightning density and polarity over large urban areas of Southeastern Brazil. *Geophysical Research Letters*, 30(13). <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/2003GL017496>

- Niyogi, D., Holt, T., Zhong, S., Pyle, P. C., & Basara, J. (2006). Urban and land surface effects on the 30 July 2003 mesoscale convective system event observed in the southern Great Plains. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, *111*(D19). <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/2005JD006746>
- Niyogi, D., Pyle, P., Lei, M., Arya, S. P., Kishtawal, C. M., Shepherd, M., Chen, F., & Wolfe, B. (2011). Urban Modification of Thunderstorms : An Observational Storm Climatology and Model Case Study for the Indianapolis Urban Region. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, *50*(5), 1129-1144. <https://doi.org/10.1175/2010JAMC1836.1>
- Noilhan, J., Lacarrère, P., Dolman, A., & Blyth, E. (1997). Defining area-average parameters in meteorological models for land surfaces with mesoscale heterogeneity [Aggregate Description of Land-Atmosphere Interactions]. *Journal of Hydrology*, *190*(3), 302-316. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(96\)03131-9](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0022-1694(96)03131-9)
- Noval, G., Brunet, Y., Le Moigne, P., & Lac, C. (2023). Simulating the Effects of Regional Forest Cover and Windthrow-Induced Cover Changes on Mid-Latitude Boundary-Layer Clouds. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, *128*(13). <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/2023JD038477>
- Ntelekos, A. A., Smith, J. A., Baeck, M. L., Krajewski, W. F., Miller, A. J., & Goska, R. (2008). Extreme hydrometeorological events and the urban environment : Dissecting the 7 July 2004 thunderstorm over the Baltimore MD Metropolitan Region. *Water Resources Research*, *44*(8). <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/2007WR006346>
- Nuissier, O., Duffourg, F., Martinet, M., Ducrocq, V., & Lac, C. (2020). Hectometric-scale simulations of a Mediterranean heavy-precipitation event during the Hydrological cycle in the Mediterranean Experiment (HyMeX) first Special Observation Period (SOP1). *Atmospheric Chemistry and Physics*, *20*(23), 14649-14667. <https://doi.org/10.5194/acp-20-14649-2020>
- Oke, T. (1973). City Size and the Urban Heat Island. *Atmospheric Environment (1967)*, *7*, 769-779. [https://doi.org/10.1016/0004-6981\(73\)90140-6](https://doi.org/10.1016/0004-6981(73)90140-6)
- Oke, T. (1988). The urban energy balance. *Prog Phys Geogr. Progress in Physical Geography*, *12*, 471-508. <https://doi.org/10.1177/030913338801200401>
- Oke, T. R. (1982). The energetic basis of the urban heat island. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *108*(455), 1-24. <https://doi.org/https://doi.org/10.1002/qj.49710845502>
- Oke, T. R., Mills, G., Christen, A., & Voogt, J. A. (2017). In *Urban Climate* (p. 486-509). Cambridge University Press.
- Oke, T., Spronken-Smith, R., Jáuregui, E., & Grimmond, C. (1999). The energy balance of central Mexico City during the dry season. *Atmospheric Environment*, *33*(24), 3919-3930. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S1352-2310\(99\)00134-X](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S1352-2310(99)00134-X)
- Organisation Météorologique Mondiale. (2022a). Greenhouse gases. <https://public.wmo.int/en/our-mandate/focus-areas/environment/greenhouse-gases>
- Organisation Météorologique Mondiale. (2022b). L'Europe connaît un réchauffement climatique plus de deux fois plus élevé que la moyenne mondiale. <https://wmo.int/fr/media/leurope-connaît-un-rechauffement-climatique-plus-de-deux-fois-plus-eleve-que-la-moyenne-mondiale>
- Orlanski, I. (1975). A Rational Subdivision of Scales for Atmospheric Processes. *Bulletin of the American Meteorological Society*, *56*(5), 527-530. <http://www.jstor.org/stable/26216020>

- Orville, R. E., Huffines, G., Nielsen-Gammon, J., Zhang, R., Ely, B., Steiger, S., Phillips, S., Allen, S., & Read, W. (2001). Enhancement of cloud-to-ground lightning over Houston, Texas. *Geophysical Research Letters*, *28*(13), 2597-2600. <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/2001GL012990>
- Orville, R. E., & Steiger, S. M. (2003). Cloud-to-ground lightning enhancement over Southern Louisiana. *Geophysical Research Letters*, *30*(19). <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/2003GL017923>
- Palmer, T. N., Molteni, F., Mureau, R., Buizza, R., Chapelet, P., & Tribbia, J. (1993). Ensemble Prediction. *Proc. of the ECMWF Seminar on Validation of Models over Europe : Vol. 1*, 21-66.
- Parlow, E., Vogt, R., & Feigenwinter, C. (2014). The urban heat island of Basel - Seen from different perspectives. *Die Erde; Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin*, *145*, 1-2. <https://doi.org/10.12854/erde-145-8>
- Pergaud, J., Masson, V., Malardel, S., & Couvreur, F. (2009). A Parameterization of Dry Thermals and Shallow Cumuli for Mesoscale Numerical Weather Prediction. *Boundary-Layer Meteorology*, *132*, 83-106. <https://doi.org/10.1007/s10546-009-9388-0>
- Pigeon, G., Legain, D., Durand, P., & Masson, V. (2007). Anthropogenic heat release in an old European agglomeration (Toulouse, France). *International Journal of Climatology*, *27*(14), 1969-1981. <https://doi.org/https://doi.org/10.1002/joc.1530>
- Pigeon, G., Moscicki, M., Voogt, J., & Masson, V. (2008). Simulation of fall and winter surface energy balance over a dense urban area using the TEB scheme. *Meteorology and Atmospheric Physics*, *102*, 159-171. <https://doi.org/10.1007/s00703-008-0320-9>
- Pigeon, G., Zibouche, K., Bueno, B., Le Bras, J., & Masson, V. (2014). Improving the capabilities of the Town Energy Balance model with up-to-date building energy simulation algorithms : an application to a set of representative buildings in Paris. *Energy and Buildings*, *76*, 1-14. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.enbuild.2013.10.038>
- Pinto, I. R. C. A., Pinto Jr., O., Gomes, M. A. S. S., & Ferreira, N. J. (2004). Urban effect on the characteristics of cloud-to-ground lightning over Belo Horizonte-Brazil. *Annales Geophysicae*, *22*(2), 697-700. <https://doi.org/10.5194/angeo-22-697-2004>
- Pinty, J.-P., & Jabouille, P. (1998). A mixed-phase cloud parameterization for use in mesoscale non-hydrostatic model : simulations of a squall line and of orographic precipitations. *Proceedings of the Conference of Cloud Physics 17-21 August 1998, Everett, WA, USA, American Meteorological Society*, 217-220.
- Piracha, A., & Chaudhary, M. T. (2022). Urban Air Pollution, Urban Heat Island and Human Health : A Review of the Literature. *Sustainability*, *14*(15). <https://doi.org/10.3390/su14159234>
- Platonov, V., Varentsov, M., Yarinich, Y., Shikhov, A., & Chernokulsky, A. (2024). A large mid-latitude city intensifies severe convective events : Evidence from long-term high-resolution simulations. *Urban Climate*, *54*, 101837. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.uclim.2024.101837>
- Raimbault, G. (1996). Effet des sol et sous-sol urbains sur le devenir des eaux pluviales. *Bulletin des Laboratoires des Ponts et Chaussées*, (202), 71-78. https://www.ifsttar.fr/collections/BLPCpdfs/blpc__202_71-78.pdf

- Ramanathan, V., Crutzen, P., Kiehl, J., & Rosenfeld, D. (2002). Aerosols, Climate, and the Hydrological Cycle. *Science (New York, N. Y.)*, *294*, 2119-24. <https://doi.org/10.1126/science.1064034>
- Raynaud, L., & Bouttier, F. (2015). Comparison of initial perturbation methods for ensemble prediction at convective scale. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *142*, n/a-n/a. <https://doi.org/10.1002/qj.2686>
- RDP. (2020). *Research Demonstration Project Paris 2024 Olympics*. http://www.umr-cnrm.fr/RDP_Paris2024
- Redon, E. C., Lemonsu, A., Masson, V., Morille, B., & Musy, M. (2017). Implementation of street trees within the solar radiative exchange parameterization of TEB in SURFEX v8.0. *Geoscientific Model Development*, *10*(1), 385-411. <https://doi.org/10.5194/gmd-10-385-2017>
- Reynolds, S. E., Brook, M., & Gourley, M. F. (1957). THUNDERSTORM CHARGE SEPARATION. *Journal of Atmospheric Sciences*, *14*(5), 426-436. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1957\)014<0426:TCS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1957)014<0426:TCS>2.0.CO;2)
- Ricard, D., Lac, C., Riette, S., Legrand, R., & Mary, A. (2013). Kinetic energy spectra characteristics of two convection-permitting limited-area models AROME and Meso-NH. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *139*(674), 1327-1341. <https://doi.org/https://doi.org/10.1002/qj.2025>
- Richard, E., Chaboureaud, J.-P., Flamant, C., Champollion, C., Hagen, M., Schmidt, K., Kiemle, C., Corsmeier, U., Barthlott, C., & Di Girolamo, P. (2011). Forecasting summer convection over the Black Forest : a case study from the Convective and Orographically induced Precipitation Study (COPS) experiment. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *137*(S1), 101-117. <https://doi.org/10.1002/qj.710>
- Richardson, H., Basu, S., & Holtslag, B. (2013). Improving Stable Boundary-Layer Height Estimation Using a Stability-Dependent Critical Bulk Richardson Number. *Boundary-Layer Meteorology*, *148*. <https://doi.org/10.1007/s10546-013-9812-3>
- Rochetin, N., Couvreur, F., & Guichard, F. (2017). Morphology of breeze circulations induced by surface flux heterogeneities and their impact on convection initiation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *143*(702), 463-478. <https://doi.org/https://doi.org/10.1002/qj.2935>
- Romanov, P. (1999). Urban influence on cloud cover estimated from satellite data. *Atmospheric Environment*, *33*(24), 4163-4172. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S1352-2310\(99\)00159-4](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S1352-2310(99)00159-4)
- Rosenfeld, D. (1999). TRMM observed first direct evidence of smoke from forest fires inhibiting rainfall. *Geophysical Research Letters*, *26*(20), 3105-3108. <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/1999GL006066>
- Rosenfeld, D., Lohmann, U., Raga, G. B., O'Dowd, C. D., Kulmala, M., Fuzzi, S., Reissell, A., & Andreae, M. O. (2008a). Flood or Drought : How Do Aerosols Affect Precipitation? *Science*, *321*(5894), 1309-1313. <https://doi.org/10.1126/science.1160606>
- Rosenfeld, D., Woodley, W. L., Axisa, D., Freud, E., Hudson, J. G., & Givati, A. (2008b). Aircraft measurements of the impacts of pollution aerosols on clouds and precipitation over the Sierra Nevada. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, *113*(D15). <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/2007JD009544>
- Rouse, W. R., Noad, D., & McCutcheon, J. (1973). Radiation, Temperature and Atmospheric Emissivities in a Polluted Urban Atmosphere at Hamilton, Ontario. *Journal*

- of *Applied Meteorology and Climatology*, 12(5), 798-807. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1973\)012<0798:RTAAEI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1973)012<0798:RTAAEI>2.0.CO;2)
- Rozoff, C. M., Cotton, W. R., & Adegoke, J. O. (2003). Simulation of St. Louis, Missouri, Land Use Impacts on Thunderstorms. *Journal of Applied Meteorology*, 42(6), 716-738. [https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0450\(2003\)042<0716:SOSLML>2.0.CO;2](https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0450(2003)042<0716:SOSLML>2.0.CO;2)
- Saunders, C. (2008). Charge Separation Mechanisms in Clouds. *Space Sci. Rev.*, 137, 335-353. <https://doi.org/10.1007/s11214-008-9345-0>
- Schoetter, R., Kwok, Y. T., de Munck, C., Lau, K. K. L., Wong, W. K., & Masson, V. (2020). Multi-layer coupling between SURFEX-TEB-v9.0 and Meso-NH-v5.3 for modelling the urban climate of high-rise cities. *Geoscientific Model Development*, 13(11), 5609-5643. <https://doi.org/10.5194/gmd-13-5609-2020>
- Schoetter, R., Masson, V., Bourgeois, A., Pellegrino, M., & Lévy, J.-P. (2017). Parametrisation of the variety of human behaviour related to building energy consumption in the Town Energy Balance (SURFEX-TEB v. 8.2). *Geoscientific Model Development*, 10(7), 2801-2831. <https://doi.org/10.5194/gmd-10-2801-2017>
- Schulz, W., Diendorfer, G., Pedeboy, S., & Poelman, D. R. (2016). The European lightning location system EUCLID – Part 1 : Performance analysis and validation. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 16(2), 595-605. <https://doi.org/10.5194/nhess-16-595-2016>
- Seity, Y., Brousseau, P., Malardel, S., Hello, G., Bénard, P., Bouttier, F., Lac, C., & Masson, V. (2011). The AROME-France Convective-Scale Operational Model. *Monthly Weather Review*, 139(3), 976-991. <https://doi.org/10.1175/2010MWR3425.1>
- Shem, W., & Shepherd, M. (2009). On the impact of urbanization on summertime thunderstorms in Atlanta : Two numerical model case studies. *Atmospheric research*. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2008.09.013>
- Shimadera, H., Kondo, A., Shrestha, K., Kitaoka, K., & Inoue, Y. (2015). Numerical Evaluation of the Impact of Urbanization on Summertime Precipitation in Osaka, Japan. *Advances in Meteorology*, 2015. <https://doi.org/10.1155/2015/379361>
- Smith, R. B. (1979). The Influence of Mountains on the Atmosphere. In B. Saltzman (Éd.). Elsevier. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0065-2687\(08\)60262-9](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0065-2687(08)60262-9)
- Sommeria, G., & Deardorff, J. W. (1977). Subgrid-Scale Condensation in Models of Non-precipitating Clouds. *Journal of Atmospheric Sciences*, 34(2), 344-355. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1977\)034<0344:SSCIMO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1977)034<0344:SSCIMO>2.0.CO;2)
- Song, X., Zhang, J., AghaKouchak, A., Roy, S. S., Xuan, Y., Wang, G., He, R., Wang, X., & Liu, C. (2014). Rapid urbanization and changes in spatiotemporal characteristics of precipitation in Beijing metropolitan area. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 119(19), 11, 250-11, 271. <https://doi.org/https://doi.org/10.1002/2014JD022084>
- Spracklen, D. V., & Garcia-Carreras, L. (2015). The impact of Amazonian deforestation on Amazon basin rainfall. *Geophysical Research Letters*, 42(21), 9546-9552. <https://doi.org/https://doi.org/10.1002/2015GL066063>
- Stavropoulos-Laffaille, X., Chancibault, K., Brun, J.-M., Lemonsu, A., Masson, V., Boone, A., & Andrieu, H. (2018). Improvements to the hydrological processes of the Town Energy Balance model (TEB-Veg, SURFEX v7.3) for urban modelling and impact assessment. *Geoscientific Model Development*, 11(10), 4175-4194. <https://doi.org/10.5194/gmd-11-4175-2018>

- Stavropoulos-Laffaille, X., Chancibault, K., Andrieu, H., Lemonsu, A., Calmet, I., Keravec, P., & Masson, V. (2021). Coupling detailed urban energy and water budgets with TEB-Hydro model : Towards an assessment tool for nature based solution performances. *Urban Climate*, 39, 100925. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.uclim.2021.100925>
- Stein, J., Richard, E., Lafore, J. P., Pinty, J. P., Asencio, N., & Cosma, S. (2000). High-Resolution Non-Hydrostatic Simulations of Flash-Flood Episodes with Grid-Nesting and Ice-Phase Parameterization. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 72(2), 203-221. <https://doi.org/https://doi.org/10.1007/s007030050016>
- Tabary, P. (2007). The New French Operational Radar Rainfall Product. Part I : Methodology. *Weather and Forecasting*, 22(3), 393-408. <https://doi.org/10.1175/WAF1004.1>
- Tabary, P., Dupuy, P., L'Henaff, G., Gueguen, C., Moulin, L., Laurantin, O., Merlier, C., & Soubeyroux, J.-M. (2012). A 10-year (1997-2006) reanalysis of quantitative precipitation estimation over France : Methodology and first results. *IAHS-AISH Publication*, 351, 255-260.
- Tan, J., Zheng, Y., Tang, X., Guo, C., li, L., Song, G., Zhen, X., Yuan, D., Kalkstein, A., & Li, F. (2009). The urban heat island and its impact on heat waves and human health in Shanghai. *International journal of biometeorology*, 54, 75-84. <https://doi.org/10.1007/s00484-009-0256-x>
- Tardieu, J., & Leroy, M. (2003). Radome, le réseau temps réel d'observation au sol de Météo-France. *La Météorologie*, 8^e série, n°40, 40-43. <https://doi.org/10.4267/2042/36262>
- Taylor, C. M., & Ellis, R. J. (2006). Satellite detection of soil moisture impacts on convection at the mesoscale. *Geophysical Research Letters*, 33(3). <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/2005GL025252>
- Tellier, L.-N. (2011). Urban World History : An economic and geographical perspective, 1-629. <https://doi.org/10.1007/978-3-030-24842-0>
- Teuling, A., Taylor, C., Meirink, J. F., Melsen, L., Miralles, D., van Heerwaarden, C., Vautard, R., Stegehuis, A., Nabuurs, G.-J., & Arellano, J. (2017). Observational evidence for cloud cover enhancement over western European forests. *Nature Communications*, 8, 14065. <https://doi.org/10.1038/ncomms14065>
- Theeuwes, N., Barlow, J., Teuling, A., Grimmond, C., & Kotthaus, S. (2019). Persistent cloud cover over mega-cities linked to surface heat release. *npj Climate and Atmospheric Science*, 2. <https://doi.org/10.1038/s41612-019-0072-x>
- Theeuwes, N. E., Boutle, I. A., Clark, P. A., & Grimmond, S. (2022). Understanding London's summertime cloud cover. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 148(742), 454-465. <https://doi.org/https://doi.org/10.1002/qj.4214>
- Thielen, J., Wobrock, W., Gadian, A., Mestayer, P., & Creutin, J.-D. (2000). The possible influence of urban surfaces on rainfall development : a sensitivity study in 2D in the meso--scale. *Atmospheric Research*, 54(1), 15-39. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0169-8095\(00\)00041-7](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0169-8095(00)00041-7)
- Tornay, N., Schoetter, R., Bonhomme, M., Faraut, S., & Masson, V. (2017). GENIUS : A methodology to define a detailed description of buildings for urban climate and building energy consumption simulations. *Urban Climate*, 20, 75-93. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.uclim.2017.03.002>
- Trier, S. (2003). CONVECTIVE STORMS | Convective Initiation. <https://doi.org/10.1016/B0-12-227090-8/00122-6>

- Tripoli, G. J., & Cotton, W. R. (1989). Numerical Study of an Observed Orographic Mesoscale Convective System. Part 1 : Simulated Genesis and Comparison with Observations. *Monthly Weather Review*, 117(2), 273-304. [https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1989\)117<0273:NSOAOO>2.0.CO;2](https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0493(1989)117<0273:NSOAOO>2.0.CO;2)
- Tumanov, S., Stan-Sion, A., Lupu, A., Soci, C., & Oprea, C. (1999). Influences of the city of Bucharest on weather and climate parameters. *Atmospheric Environment*, 33(24), 4173-4183. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S1352-2310\(99\)00160-0](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S1352-2310(99)00160-0)
- UN. (2022). World Population Prospects 2022 : Summary of Results, 27-34. <https://doi.org/UNDESA/POP/2022/TR/NO.3>.
- Van den Heever, C. S., & Cotton, W. R. (2007). Urban Aerosol Impacts on Downwind Convective Storms. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 46(6), 828-850. <https://doi.org/10.1175/JAM2492.1>
- Varentsov, M., Wouters, H., Platonov, V., & Konstantinov, P. (2018). Megacity-Induced Mesoclimatic Effects in the Lower Atmosphere : A Modeling Study for Multiple Summers over Moscow, Russia. *Atmosphere*, 9(2). <https://doi.org/10.3390/atmos9020050>
- Vautard, R., Cattiaux, J., Happé, T., Singh, J., Bonnet, R., Cassou, C., Coumou, D., D'Andrea, F., Faranda, D., Fischer, E., Ribes, A., Sippel, S., & Yiou, P. (2023). Heat extremes in Western Europe increasing faster than simulated due to atmospheric circulation trends. *Nature Communications*, 14. <https://doi.org/10.1038/s41467-023-42143-3>
- Vo, T. T., Hu, L., Xue, L., Li, Q., & Chen, S. (2023). Urban effects on local cloud patterns. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 120(21), e2216765120. <https://doi.org/10.1073/pnas.2216765120>
- Wang, J., Chagnon, F. J. F., Williams, E. R., Betts, A. K., Renno, N. O., Machado, L. A. T., Bisht, G., Knox, R., & Bras, R. L. (2009). Impact of deforestation in the Amazon basin on cloud climatology. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 106(10), 3670-3674. <https://doi.org/10.1073/pnas.0810156106>
- Watson, C. (1993). Trends in world urbanisation. *Proceedings of the 1st International Conference on Insect Pests in the Urban Environment*, 1-8.
- Wulfmeyer, V., Behrendt, A., Kottmeier, C., Corsmeier, U., Barthlott, C., Craig, G. C., Hagen, M., Althausen, D., Aoshima, F., Arpagaus, M., Bauer, H.-S., Bennett, L., Blyth, A., Brandau, C., Champollion, C., Crewell, S., Dick, G., Di Girolamo, P., Dorninger, M., ... Wirth, M. (2011). The Convective and Orographically-induced Precipitation Study (COPS) : the scientific strategy, the field phase, and research highlights. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137(S1), 3-30. <https://doi.org/https://doi.org/10.1002/qj.752>
- Xu, R., Li, Y., Teuling, A., Zhao, L., Spracklen, D., Garcia-Carreras, L., Meier, R., Chen, L., Zheng, Y., Lin, H., & Fu, B. (2022). Contrasting impacts of forests on cloud cover based on satellite observations. *Nature Communications*, 13. <https://doi.org/10.1038/s41467-022-28161-7>
- Yang, L., Tian, F., Smith, J. A., & Hu, H. (2014). Urban signatures in the spatial clustering of summer heavy rainfall events over the Beijing metropolitan region. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 119(3), 1203-1217. <https://doi.org/https://doi.org/10.1002/2013JD020762>

- Yang, Q., Huang, X., & Tang, Q. (2018). The footprint of urban heat island effect in 302 Chinese cities : Temporal trends and associated factors. *Science of The Total Environment*, 655. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.11.171>
- Yeung, Y.-M. (2009). Mega-Cities. In R. Kitchin & N. Thrift (Éd.), *International Encyclopedia of Human Geography* (p. 40-47). Elsevier. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/B978-008044910-4.01061-0>
- Yin, M., Wang, P., Ni, C., & Hao, W. (2022). Cloud and snow detection of remote sensing images based on improved Unet3+. *Scientific Reports*, 12. <https://doi.org/10.1038/s41598-022-18812-6>
- Zhong, S., & Yang, X.-Q. (2015). Ensemble simulations of the urban effect on a summer rainfall event in the Great Beijing Metropolitan Area. *Atmospheric Research*, 153, 318-334. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2014.09.005>
- Zhu, P., & Albrecht, B. (2002). A Theoretical and Observational Analysis on the Formation of Fair-Weather Cumuli. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 59(12), 1983-2005. [https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0469\(2002\)059<1983:ATAOAO>2.0.CO;2](https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0469(2002)059<1983:ATAOAO>2.0.CO;2)

Liste des figures

- 1.1 Exemple de la géométrie complexe de l'environnement urbain et de son étalement : vue aérienne du "Central Business District" dans la ville de Melbourne en Australie. Source : Arnaud Forster (2018). 8
- 1.2 Schémas des formes que peut prendre la couche limite atmosphérique urbaine en fonction de l'intensité du vent synoptique. Source : Oke *et al.* (2017). 10
- 1.3 État de stabilité de l'atmosphère selon le gradient vertical de température potentielle. 14
- 1.4 Exemple de profil vertical de l'atmosphère sur un émagramme. Les courbes d'état, adiabatique et pseudo-adiabatique sont respectivement représentées par la courbe noire, la flèche verte et la courbe en pointillé vert. La courbe bleue caractérise la température du point de rosée selon l'altitude. La CAPE est matérialisée par la zone rouge et la CIN par la zone bleue. Schéma adapté de Calas (2014). 16
- 1.5 (a) Fraction nuageuse moyenne sur la région parisienne dans l'après-midi sur la période mai-juin-juillet-août des années 2009 à 2018, figure adaptée de Theeuwes *et al.* (2019). Les données sont fournies par le satellite MSG-HRV (1 à 2 km de résolution). (b) Type de couverts de surface sur le même domaine que (a). 21
- 1.6 Représentation synthétique de l'influence de la ville sur les accumulations de précipitations en fonction de l'orientation du vent. La ville est située au milieu du schéma. Source extraite de Liu et Niyogi (2019). 23
- 1.7 Exemple d'événements pour lesquels la ville de Berlin a une influence sur l'évolution des orages. Chaque événement est illustré par 4 images radar de pluie instantanée, espacées d'une heure. Source : Lorenz *et al.* (2019). 25

- 2.1 À gauche : nombre total de jours avec au moins un éclair par pixel (5×5 km) sur la période mai à septembre entre 1992 et 2003. Les contours noirs représentent Paris et l'unité urbaine parisienne. La figure a été adaptée de Coquillat *et al.* (2012). À droite : taux de précipitation journalier moyen à 1 km de résolution sur la période 1997-2012 pour les trois mois d'été juin-juillet-août. Figure adaptée de Le Roy *et al.* (2020). Les contours représentent les départements français. Paris est au centre du domaine. 33
- 2.2 Réseau radar de Météo-France en 2023. Le rectangle rouge centré sur Paris indique la zone retenue pour l'étude. 35
- 2.3 Réseau de capteurs de foudre de Météorage en 2022. 37
- 2.4 Nombre total de dépassements des seuils 40, 45 et 50 dBZ et de flashes par pixel ($1 \text{ km} \times 1 \text{ km}$) sur la période 2010-2022 entre avril et octobre. L'orographie issue de la base de données Ecoclimap I et l'unité urbaine parisienne (contours rouges) sont représentées sur la figure en bas à droite (Masson *et al.*, 2003). 38
- 2.5 Nombre de flashes et de dépassements des seuils 40, 45 et 50 dBZ par pixel, cumulé pour chaque année de 2010 à 2022, en intégrant uniquement les mois d'avril à octobre. 40

2.6	Nombre de flashes et de dépassements des seuils 40, 45 et 50 dBZ cumulé par mois pour l'ensemble des 13 années et divisé par le nombre total de pixels du domaine.	41
2.7	(a) Densité de flashes et de dépassements des seuils 40, 45 et 50 dBZ par pixel par tranche bi-horaire sur l'ensemble des 13 années. (b) Comptage des indicateurs pour le mois de juin (entre 20 UTC et 10 UTC). (c) Idem pour le mois de juillet.	43
2.8	Fonction de distribution cumulative du nombre de flashes et de dépassements des seuils 40, 45 et 50 dBZ par jour et par pixel de 1 km × km. Les lignes verticales en pointillés représentent les seuils de 1 et 2 dépassements ou flashes par jour et par pixel. La ligne horizontale en trait plein caractérise le 3 ^{ème} quartile Q3.	44
2.9	Nombre de jours avec flashes et dépassements des seuils 40, 45 et 50 dBZ sur la période 2010-2022 entre avril et octobre.	46
2.10	Illustration de l'orientation des secteurs autour de Paris en fonction du vent moyen à 700 hPa (flèche noire) sur le domaine noir issu des réanalyses ERA-5. Le secteur amont est représenté en vert, le secteur ville en rouge et le secteur aval en gris sur la carte. Les 4 triangles bleus indiquent les stations rurales et l'étoile bleue indique la station urbaine, utilisées pour le calcul de l'intensité de l'îlot de chaleur urbain.	48
2.11	Nombre total de pixels dans chaque secteur en fonction de l'indicateur considéré pour l'ensemble de la période. Chaque valeur est normalisée par la surface du secteur considéré : le secteur ville a une superficie de 1256 km ² , les secteurs amont et aval s'étalent sur 1674 km ²	49
2.12	(a,c) Nuage de points des différences du nombre de pixels normalisé par la surface entre les secteurs ville et amont en fonction de l'intensité de l'ICU pour les indicateurs 50 dBZ et flash. (b,d) Idem pour les différences du nombre de pixels normalisé entre les secteurs aval et amont. Les coefficients de corrélation sont indiqués en haut à droite de chaque graphe. La ligne rouge correspond à la droite de régression linéaire.	52
3.1	(a) Orographie (en m) du domaine de résolution horizontale 1.2 km. Le carré noir définit le domaine imbriqué de résolution horizontale 300 m. La mer est caractérisée par les zones en bleu. (b) Orographie (en m) du domaine à 300 m de résolution.	56
3.2	Principaux types d'occupation du sol dans le domaine à 300 m de résolution. Les données proviennent de la base de données ECOCLIMAP-I (Masson <i>et al.</i> , 2003).	57
3.3	Stations météorologiques issues de la BDCLim sur le domaine à 300 m de résolution et disponibles au mois de juin 2023. Il existe 18 stations de type synoptique (SYNOP), 38 stations de type réseau régional automatisé (RRA) et 69 stations du réseau climatologique d'état (RCE). La plupart des stations fournissent des informations sur la température, le vent, l'humidité et le cumul de précipitations. La station de Trappes est située au niveau de l'étoile noire.	59
3.4	Télémètres à nuages (dit lidar-celomètres). A gauche : modèle CHM15k de Lufft, à droite : modèle CL31 de Vaisala.	60
3.5	Données météorologiques collectées par le réseau de données aéronautiques AMDAR pour la journée du 16 juillet 2019 sur l'ensemble du globe.	61

3.6	Analyse synoptique de Météo-France pour la situation météorologique du 9 juillet 2017 sur l’Atlantique et l’Europe. (a) Analyse au niveau de pression 500 hPa à 12 UTC. (b) Analyse en surface à 12 UTC.	63
3.7	Températures minimales (a) et maximales (b) à 2 m selon les normes OMM sur l’Île-de-France pour la journée du 9 juillet 2017. Les données sont issues du site Climascopie, interne à météo-France.	63
3.8	(a) Cumul de précipitations ANTILOPE sur une période de 6 h (18-00 UTC) sur la région parisienne pour la journée du 9 juillet 2017. (b,c,d,e,f,g) Carte des réflectivités radar instantanées converties en mm h ⁻¹ à 6 échéances différentes entre 12 et 00 UTC.	64
3.9	Même figure que la Figure 3.6 pour le 7 mai 2022.	65
3.10	Même figure que la Figure 3.7 pour le 7 mai 2022.	65
3.11	Même figure que la Figure 3.8 pour le 7 mai 2022 sur la période de 12 à 18 UTC.	66
3.12	Même figure que la Figure 3.6 pour le 22 juin 2022.	67
3.13	Même figure que la Figure 3.7 pour le 22 juin 2022.	67
3.14	Même figure que la Figure 3.8 pour la situation du 22 au 23 juin 2022 sur la période de 21 à 03 UTC.	68
3.15	Même figure que la Figure 3.6 pour le 16 août 2022.	68
3.16	Même figure que la Figure 3.7 pour le 16 août 2022.	69
3.17	Idem que la Figure 3.8 pour le 16 août 2022 sur la période de 12 à 18 UTC.	69
3.18	Même figure que la Figure 3.6 pour le 17 juin 2023.	70
3.19	Même figure que la Figure 3.7 pour le 17 juin 2023.	71
3.20	Même figure que la Figure 3.8 pour le 17 juin 2023 sur la période de 12 à 18 UTC.	71
3.21	Couplage entre le modèle de surface SURFEX et le modèle atmosphérique (comme Meso-NH). $\mathcal{F}_{n,l,t,s}$ sont les flux calculés pour la tuile nature, lac, ville et mer. Les fractions des tuiles nature, lac, ville et mer dans chaque maille sont $f_{n,l,t,s}$ respectivement. Figure adaptée de la documentation scientifique de SURFEX.	75
3.22	(a) Version historique du canyon urbain de TEB simplifié selon Masson (2000). (b) Version améliorée de TEB avec discrétisation verticale de la couche d’air dans la canopée urbaine, mais couplage à un seul niveau du modèle atmosphérique. (c) Illustration simplifiée d’un couplage à multi-niveaux avec le modèle atmosphérique. Figures adaptées de (Oke <i>et al.</i> , 2017).	75
3.23	Couvertures de surface en France métropolitaine issues d’ECOCLIMAP-I. Il y a 168 classes de couverture comptabilisées sur la zone. Source de la figure : https://www.cnrm.meteo.fr/spip.php?rubrique257	77
5.1	Stations sélectionnées pour l’évaluation des températures à 2 m et de l’ICU de l’ensemble URB. Les stations rurales représentées par un triangle vert sont Chagnis à l’est, Saint-Witz au nord, Pontoise à l’ouest et Courdimanche au sud de Paris. Les stations urbaines illustrées par des étoiles rouges sont du nord au sud, Lariboisière, Luxembourg et Montsouris. Le site du SIRTa et le site de Trappes également utilisés pour l’évaluation de l’ensemble URB sont indiqués en bleu. Le cercle noir est centré sur Paris et son diamètre est de 120 km.	113

5.2	Distribution pour chaque situation météorologique des températures à 2 m observées et modélisées aux stations rurales et urbaines. Les températures modélisées sont moyennées sur l'ensemble URB. Les températures observées et modélisées sont moyennées temporellement sur 3 heures centrées sur le début de la période de cumul des précipitations (Tableau 5.1). Il s'agit respectivement de la période 17-19 UTC pour le 9 juillet 2017, 11-13 UTC pour le 7 mai, le 16 août 2022 et le 17 juin 2023 et 20-22 UTC pour le 22 juin 2022.	114
5.3	Colonne de gauche : Profil vertical de θ observée à Trappes et simulée par chaque membre de l'ensemble URB pour chaque situation convective. Colonne de droite : Série temporelle de la hauteur de couche limite pour chaque situation convective observée sur le site du SIRTA et simulée pour l'ensemble URB. Données non disponibles le 17 juin 2023 à Trappes et au SIRTA et le 9 juillet 2017 au SIRTA.	117
5.4	Pourcentage de surface au sein du cercle défini sur la Figure 5.1 couvert par des cumuls de précipitations sur 6 h supérieurs à différents seuils (allant de 0.1 à 25 mm) pour chacun des membres de l'ensemble URB pour chaque situation étudiée. La courbe noire illustre le même diagnostic, mais appliqué aux cumuls de précipitations ANTILOPE. Les périodes de cumul sur 6 h pour chaque cas d'étude sont les mêmes que celles définies dans le Tableau 5.1.	119
5.5	Différence de la moyenne sur l'ensemble URB du cumul de précipitation sur 6 h avec la moyenne de l'ensemble NOURB (URB-NOURB) pour chaque situation météorologique. La période de cumul sur 6 h est définie dans le Tableau 5.1. Les points noirs sur les cartes indiquent les zones où les différences entre les ensembles URB et NOURB sont significatives avec un degré de confiance à 95% selon le test de Wilcoxon.	121
5.6	Différence de la moyenne des ensembles URB et NOURB de la température à 2 m (URB-NOURB) pour chaque situation météorologique. Une moyenne temporelle est faite sur les 3 mêmes échéances qu'indiquées dans la section 5.2.1. L'intervalle temporel apparaît en haut à droite de chaque carte.	124
5.7	Différences de flux de chaleur sensible moyen, noté H, entre URB et NOURB (URB-NOURB) pour chaque situation. Les valeurs de H sont moyennées sur les 3 mêmes échéances que pour la section 5.2.1, celles-ci sont indiquées en haut à droite de chaque carte.	126
5.8	Différences de hauteur de couche limite moyenne, notée HCL, entre URB et NOURB (URB-NOURB) pour toutes les situations à l'exception du 22 juin 2022. Le calcul est effectué via la méthode du nombre de Richardson pour estimer la hauteur de la couche limite moyenne sur les 3 mêmes échéances que pour la section 5.2.1, celles-ci sont indiquées en haut à droite de chaque carte. . . .	128
5.9	Profils verticaux de température potentielle simulée au centre-ville de Paris moyennée entre 20 et 22 UTC le 22 juin 2022 pour les ensembles URB et NOURB. L'inversion de température potentielle autour de 250 m pour la moyenne de l'ensemble URB indique la hauteur approximative de la couche limite encore neutre, voire instable.	129
5.10	Profils verticaux du pourcentage du secteur ville où $w > 0.5 \text{ m s}^{-1}$ pour les ensembles URB et NOURB pour chaque situation convective moyenné sur les 3 mêmes échéances utilisées pour les autres variables de la section.	130

5.11	Évolutions temporelles de la température moyenne à 2 m (a) et de la hauteur de la couche limite moyenne (c) dans le secteur ville pour les ensembles URB et NOURB durant la situation du 9 juillet 2017. Les cartes de différences entre les ensembles URB et NOURB le 9 juillet 2017, de la température moyenne à 2 m (b) et de la hauteur de couche limite moyenne (d) sont moyennés sur les heures durant lesquelles ces différences sont les plus importantes. L'intervalle est indiqué en haut à droite des cartes.	132
5.12	Température et humidité spécifique à 2 m moyennée sur l'ensemble URB à 12, 15 et 18 UTC le 9 juillet 2017. Les cercles présents sur les cartes indiquent la localisation des stations météorologiques utilisées pour la comparaison avec les observations et les valeurs observées.	134
5.13	Profils verticaux de la température potentielle équivalente (θ_e) au centre-ville de Paris pour les ensembles URB et NOURB.	136
5.14	(a) Évolution temporelle de la CAPE moyenne dans le secteur ville pour les ensembles URB et NOURB pour le 22 juin 2022. (b) Carte des différences de CAPE entre les moyennes des ensembles URB et NOURB et moyennée sur la période avant l'occurrence des orages (20-22 UTC).	137
5.15	Différences de cumul sur 6 h moyenné sur les ensembles URB et NOURB (URB-NOURB) pour les 3 situations pour lesquelles une augmentation des précipitations est simulée. La flèche noire sur chaque carte indique la force et la direction du vent moyen à 700 hPa intégrés sur les 6 h d'occurrence des orages. Le secteur amont, resp. aval, est en bleu, resp. rouge.	138
5.16	Cumul moyen de précipitations dans le secteur ville (en haut) pour (a) le 7 mai 2022, (b) le 16 août 2022 et (c) le 17 juin 2023 et aval pour (d) le 7 mai 2022, (e) le 16 août 2022 et (f) le 17 juin 2023 depuis le début des simulations.	139
5.17	Profils verticaux du pourcentage du secteur ville (en haut) où $w > 0.5 \text{ m s}^{-1}$ pour les ensembles URB et NOURB pour (a) le 7 mai 2022, (b) le 16 août 2022 et (c) le 17 juin 2023. Idem pour le secteur aval (en bas) pour (d) le 7 mai 2022, (e) le 16 août 2022 et (f) le 17 juin 2023. Les profils sont réalisés au milieu de l'occurrence des orages, vers 15 UTC pour les 3 situations.	141
5.18	Schéma résumant les processus liés au milieu urbain pouvant impacter la convection et les zones au-dessus et autour de la ville les plus touchées par les modifications de précipitations en fonction du flux en altitude. La partie supérieure du schéma correspond aux processus observés en journée, la partie inférieure concerne les processus observés la nuit.	143
A	Cumuls de précipitations sur 6 h observés avec les données ANTILOPE (1 ^{ère} colonne) pour chaque situation, cumuls sur 6 h simulés par le membre URB issu de Meso-NH le plus proche des observations (2 ^{ème} colonne), cumuls moyens sur 6 h pour l'ensemble URB (3 ^{ème} colonne), cumuls moyens sur 6 h pour l'ensemble AROME-EPS (4 ^{ème} colonne). Les cumuls ne sont pas disponibles pour l'analyse d'ensemble de l'IFS.	179

Liste des tableaux

- 2.1 Intensité de l'ICU moyenné sur l'ensemble des situations convectives nocturnes et diurnes en fonction de l'indicateur considéré. 50
- 5.1 Tableau résumant les principales caractéristiques des situations météorologiques étudiées. 111
- 5.2 Nombre de points moyen du secteur ville où la divergence à 950 hPa est inférieure à $-3 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ pour les ensembles URB et NOURB moyenné sur la période de calcul de l'ICU (section 5.2.1). Le ratio entre les valeurs pour l'ensemble URB et NOURB est affiché sur la troisième ligne du tableau. Le nombre total de points du secteur ville est de 13 932. 125
- 5.3 Ratio entre URB et NOURB du nombre de points moyen des secteurs ville et aval où $VKE > CIN$ sur la période d'occurrence des orages. Le nombre total de points est de 13 932 dans le secteur ville et de 18 740 dans le secteur aval. . 142

A Annexe A : Cumuls de précipitations sur 6 h observés et simulés par les ensembles Meso-NH à 300 m et AROME-EPS

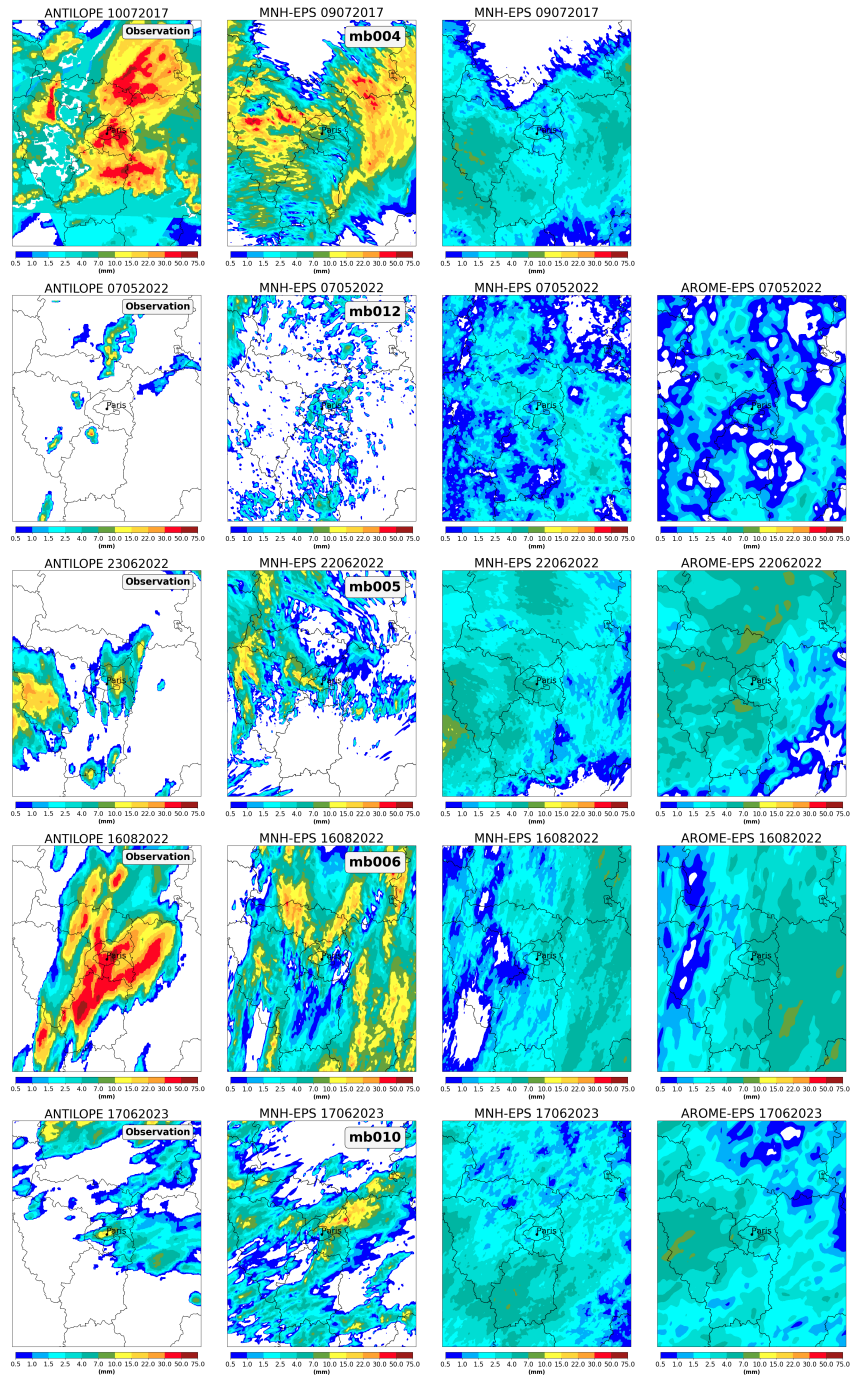


FIGURE A – Cumuls de précipitations sur 6 h observés avec les données ANTILOPE (1^{ère} colonne) pour chaque situation, cumuls sur 6 h simulés par le membre URB issu de Meso-NH le plus proche des observations (2^{ème} colonne), cumuls moyens sur 6 h pour l'ensemble URB (3^{ème} colonne), cumuls moyens sur 6 h pour l'ensemble AROME-EPS (4^{ème} colonne). Les cumuls ne sont pas disponibles pour l'analyse d'ensemble de l'IFS.

Titre : Impact des surfaces urbanisées sur la convection en région parisienne : observations et simulations numériques hectométriques

Mots clés : Météorologie urbaine, Modélisation numérique, Orages, Îlot de chaleur urbain, Jeux Olympiques 2024, Ensemble

Résumé : L'urbanisation intense engendrée par le développement des villes a profondément transformé les milieux naturels, influant directement sur l'état de l'atmosphère située à proximité. Outre la formation bien connue de l'îlot de chaleur urbain, caractérisé par des températures plus élevées dans les zones urbaines que les zones rurales environnantes, la ville présente également la capacité de modifier la convection et les précipitations. Durant les situations propices, un renforcement de ces phénomènes peut être constaté au-dessus et en aval de la zone urbanisée, en fonction du vent dominant. Afin d'améliorer la modélisation de ces interactions ville-atmosphère et d'accroître leur anticipation, l'étude des impacts de l'urbanisation sur les précipitations et la compréhension des mécanismes associés s'avère essentielle.

Cette thèse s'est appuyée sur plusieurs méthodes impliquant à la fois des outils d'observation et de modélisation pour étudier de manière rigoureuse l'effet de l'urbanisation de l'agglomération parisienne sur la convection et les précipitations et comprendre les processus sous-jacents. La première approche a consisté à établir une climatologie détaillée des orages sur l'Île-de-France et ses départements limitrophes entre 2010 et 2022. Les données de composites de réflectivités radar et les observations d'éclairs ont été analysées afin d'identifier les périodes de l'année et les zones les plus propices à la formation de la convection sévère sur la région parisienne. En tenant compte de la direction du vent en altitude, ces travaux ont révélé une augmentation de la fréquence des orages dans les secteurs situés au-dessus et en aval de la ville, en comparaison avec le secteur en amont.

Dans la continuité de ces résultats, une seconde approche utilisant des simulations numériques a été réalisée afin de quantifier la sensibilité des précipitations à l'urbanisation. Deux configurations du modèle de recherche Meso-NH ont été mises en œuvre, l'une tenant compte de l'urbanisation parisienne et l'autre remplaçant les zones urbaines par de la végétation. L'originalité de cette thèse a résidé dans l'utilisation d'un ensemble de simulations à la résolution horizontale de 300m, permettant de prendre en compte les incertitudes numériques inhérentes à la modélisation des phénomènes orageux. Cette méthode, testée en premier lieu sur un cas de convection diurne, a montré son utilité pour estimer la significativité des résultats et analyser les processus urbains impliqués dans l'altération des précipitations. Elle a par la suite été étendue à un panel de situations convectives sur la région parisienne afin de dresser un bilan plus large des processus clés. Les analyses réalisées ont permis de montrer qu'en raison de l'augmentation du flux de chaleur sensible en milieu urbain, les vitesses verticales en basses couches sont renforcées et la couche limite atmosphérique se développe de manière plus importante. Cela a pour conséquence d'initier ou d'accentuer la convection sur la zone urbanisée et d'augmenter les précipitations au-dessus et en aval de la ville durant les situations propices. Ces travaux apportent de nouvelles perspectives quant à l'utilisation d'ensembles à l'échelle horizontale hectométrique pour l'étude des phénomènes complexes tels que les orages et leur interaction avec les surfaces urbanisées.

Title: Study of the urban impact of the Paris region on the convection using observations and hectometric numerical simulations

Key words: Urban meteorology, Numerical modelling, Thunderstorms, Urban Heat Island, Olympic Games 2024, Ensemble

Abstract: The rapid urbanisation that has accompanied the development of cities has profoundly transformed natural environments, exerting a direct influence on the atmosphere in the vicinity. In addition to the well-known phenomenon of the urban heat island, characterised by higher temperatures in urban areas than in the surrounding rural areas, cities also have the capacity to modify convection and precipitation. In favourable situations, these phenomena can be reinforced over and downwind of the urbanised area, depending on the prevailing wind. To improve the modelling of these urban-atmosphere interactions and improve their anticipation, it is essential to study the impact of urbanisation on precipitation and understand the mechanisms involved.

This thesis is based on multiple approaches, integrating observational and modelling tools, to conduct a comprehensive study of the impact of urbanisation on convection and precipitation in the Paris region. The first step involved establishing a climatology of thunderstorms over the Île-de-France region and its neighbouring departments between 2010 and 2022. Data from the French radar mosaic and lightning observations were analysed in order to identify the periods of the year and the zones most affected by severe convection in the Paris region. The direction of the mid-altitude wind was considered in this work, which demonstrated an increase in thunderstorm frequency in the sectors over and downwind of the city compared to the upwind sector.

Subsequently, a second step involved the conduct of numerical simulations to ascertain the sensitivity of precipitation to urbanisation. Two configurations of the Meso-NH research model were implemented, one accounting for the urbanisation of Paris and the other replacing urban areas with vegetation. The originality of this thesis lies in the usage of a set of simulations with a horizontal resolution of 300m, which allowed for the numerical uncertainties inherent in the modelling of thunderstorm phenomena to be taken into account. This approach, initially tested on a case of diurnal convection, demonstrated its utility for estimating the significance of the results and analysing the urban processes involved in the alteration of precipitation. The method was then extended to a range of convective situations over the Paris region in order to provide a broader overview of the key processes. The analysis carried out showed that due to the increase of sensible heat flux in the urban environment, the vertical velocities in the lower layers are strengthened, and the boundary layer is thicker. This has the effect of triggering convection over the urbanised area and increasing precipitation over or downwind of the city during favourable situations. This work provides new perspectives on the use of ensembles on a horizontal hectometric scale to study complex phenomena such as thunderstorms and their interaction with urbanised surfaces.