

Université Toulouse III – INP
Ecole doctorale Sciences de l'Univers, de l'Environnement et de l'Espace
Thèse présentée par

Fleur Couvreur

En vue de l'obtention du diplôme d'Habilitation à Diriger des Recherches

Contribution à l'analyse des processus de couche limite et à leur représentation dans les modèles à partir de simulations explicites

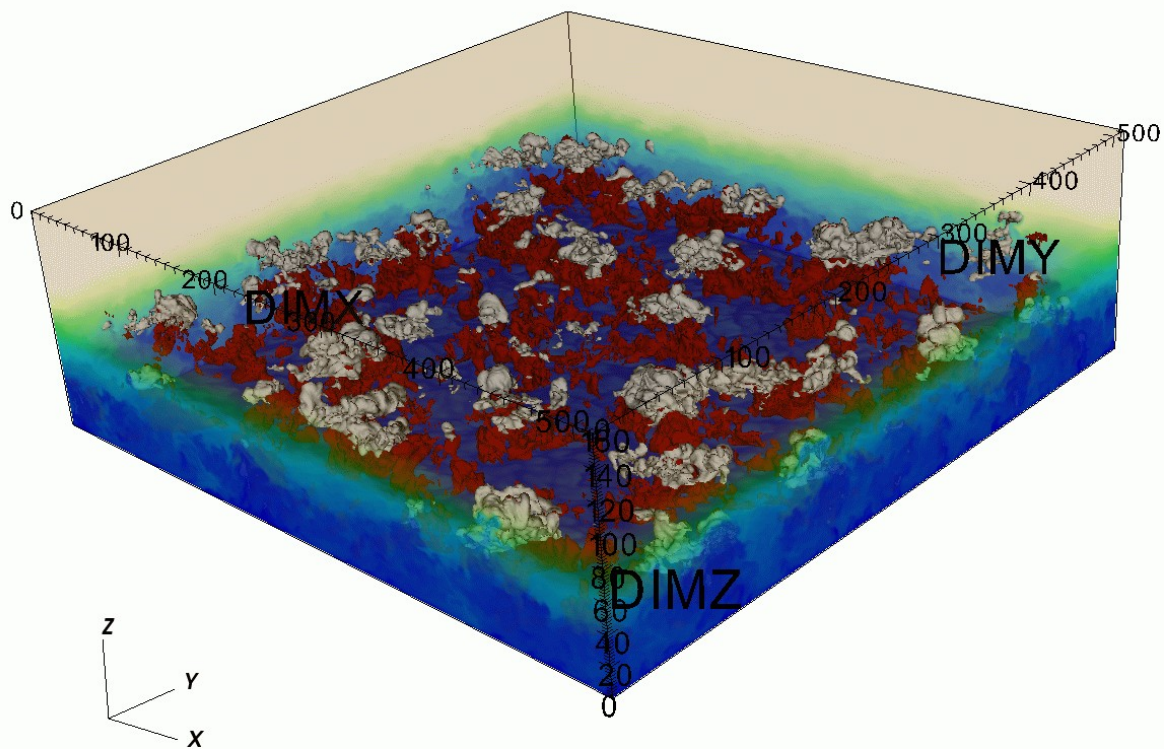


Image 3D d'un champ de cumulus simulé par LES, fluctuations de vapeur d'eau en dégradés bleus sur les bords du domaine, panaches ascendants ($w > 3\text{m/s}$) en rouge et nuages en grisé.

A soutenir au CNRM devant le jury composé de :

Anton Beljaars
Doug Parker
Jean-Luc Redelsperger
Frédéric Hourdin
François Bouyssel
Françoise Guichard

Research Scientist at ECMWF
Professeur, University of Leeds
Directeur de Recherche CNRS
Directeur de Recherche CNRS
Ingénieur en Chef des Ponts, des Eaux et Forêts
Chargée de Recherche CNRS

Rapporteur
Rapporteur
Rapporteur
Examineur
Invité
Correspondante

*« Petit à petit, l'oiseau fait son nid... »
proverbe d'un de mes professeurs de danse africaine*

Remerciements :

Je tiens d'abord à remercier très chaleureusement Françoise pour sa disponibilité, son écoute, son soutien et ses conseils éclairés pour toutes les situations allant des problématiques scientifiques aux difficultés associées à des relations humaines en passant par les bugs informatiques. C'est vraiment chouette d'avoir une collègue, comme tu aimes me le rappeler, dont le bureau est toujours ouvert et d'avoir quelqu'un avec qui on est aussi 'en phase' comme aime à le souligner Nicolas.

Merci à mon autre compagne de la Triplette de MOANA comme l'appelle la direction, Dominique, pour ton dynamisme, ton franc-parlé et tes avis stratégiques, le brainstorming de préparation d'HDR et tout ce que tu m'as appris sur les radars et les lidars.

Merci à Catherine pour ton rire qui égaie le couloir, pour ton côté perfectionniste et tes choix réfléchis qui tranchent avec ma façon d'aller toujours un peu trop vite. Je repense encore aux ateliers biblio de Vancouver et le focus sur un sujet à fond... Quel luxe ! Car c'est maintenant bien difficile de se concentrer sur un seul sujet. Je me souviens aussi de la phase de développement de la formulation d'entraînement et déentraînement à partir de l'analyse conditionnelle avec des grands moments de bonheur quand la LES s'accordait sur les relations de la théorie.

Merci à Florence... sans qui je serai bien perdue. C'est tellement agréable d'avoir quelqu'un dans son équipe capable de résoudre n'importe quel problème d'algorithmie ou d'informatique et d'automatiser des choses qui prenaient tant de temps à faire à la main. Merci pour ton efficacité. Merci aussi à CTI, et notamment Serge, Eric et Michel, c'est une autre richesse que d'avoir dans son labo un tel soutien informatique.

Merci à Jean-Philippe pour sa direction d'équipe depuis mon arrivée en 2002, pour cette amitié partagée pour l'Afrique. C'est chouette d'avoir un chef qui vient tous les jours à vélo au boulot, bel exemple ; à Philippe, mon premier co-bureau à MOANA, pour tes connaissances sur la dynamique et le partage de l'animation scientifique, à Florent pour la bonne ambiance que tu insuffles à l'équipe, à Julien et Yann pour les concours de prévis, et aussi à tout le reste de l'équipe MOANA pour ses pauses gourmandes, culturelles, sportives ou politiques et son environnement stimulant.

Merci à Frédéric, tu as aussi joué un rôle clé dans ma carrière, d'abord en me faisant découvrir la couche limite, en me faisant confiance: j'ai souvent senti un appui de ta part sur mes travaux dans les réunions DEPHY ou ailleurs..., en me proposant d'encadrer Catherine à Vancouver, en m'épaulant fortement pour la rédaction du projet HIGH-TUNE. Merci aussi aux autres chercheurs du LMD que j'ai croisés Frédérique, Arnaud, Marie-Pierre, Jean-Yves, Jean-Louis, Jean-Baptiste et Sandrine.

Merci à Romain pour ton enthousiasme, ton efficacité, ta gentillesse et ta motivation.

Merci à Marie pour ta générosité, ton respect des autres, pour l'organisation de la campagne BLLAST qui était à l'image de l'esprit de Lannemezan, simple, efficace, cordiale et regroupant tout un ensemble de personnes très motivées. Je me souviens encore de ce potluck organisé au pied levé un soir de la campagne. Ça a été aussi l'occasion pour moi de découvrir l'équipe 4M. J'espère qu'on arrivera à garder cette tradition des brainstormings annuels entre Lannemezan et MOANA. Merci à Fabienne et aux autres chercheurs du LA que j'ai croisés.

Merci à tous les étudiants, visiteurs, non-permanents que j'ai encadrés. C'est toujours une expérience très riche que de partager ses connaissances, sa manière de travailler, et ses projets avec des

personnes différentes: Delphine, Madeleine & Pierre-Honoré, Emilie, Rachel, Rémi & Alexis, Amanda, Guylaine, Chiel, Daphné, Emmanuel, Cheikh, Pierre, Valentin, Axel & Marc, Renaud, Gwenaëlle et Alexane, Jessica, Elsa, Nicolas, Yann, Papa, Najda, Lucie, Quentin ...

Merci à l'équipe Méso-NH et surtout Christine, Gaele et Jeanine pour leur soutien précieux. Et merci à Valéry pour sa connaissance de la couche limite, des LES,...

Merci à Eric & Patrick, l'équipe GABLS4, pour les bons coups de rigolades, les verres de vin, notamment de Mordoré pour trinquer à la santé du projet... et l'animation autour de ce cas.

Merci à Régine pour son soutien administratif, notamment pour la préparation de la réunion de lancement d'HIGH-TUNE et merci aux différentes équipes de direction du CNRM.

Merci à toutes les personnes que j'ai croisées à travers différentes campagnes de mesures (IHOP, CAPITOUL, AMMA, BLLAST, les campagnes sur glaciers en Argentine)

Merci aux rapporteurs qui auront le courage de lire ce document.

Enfin et surtout merci à Etienne, Anouk et Titouan ...

Table des matières :

I. Contexte de mes travaux de recherche.....	8
I.1. Parcours Scientifique.....	8
I.1.1. La découverte du monde de la recherche... et de la couche limite.....	8
I.1.2. Quelques excursions hors du CNRM.....	8
I.2. Cadre des travaux & Responsabilités.....	9
I.2.1. A cheval entre observateurs et développeurs de paramétrisations.....	9
I.2.2. ... quelques projets structurants	9
I.2.3. ... et quelques campagnes de terrain et conférences.....	10
I.2.4. Animation scientifique & responsabilités collectives.....	11
I.3. Enseignement et encadrement.....	11
I.3.1. Enseignement.....	11
I.3.2. Encadrement.....	12
I.4. Liste de publications.....	16
II. Principaux résultats scientifiques.....	21
II.1. Introduction.....	22
II.1.1. Pourquoi étudier la couche limite?.....	22
II.1.2. Observations.....	23
II.1.3. Modélisation.....	26
II.1.3.1. Les simulations explicites ou LES.....	27
II.1.3.2. Comment représenter les processus de couche limite dans les simulations d'échelle supérieure au kilomètre?.....	33
II.2. Étude des processus de couche limite: simulations explicites et autres méthodologies.....	38
II.2.1. Validation des simulations LES.....	38
II.2.1.1. Apport des observations.....	38
II.2.1.2. Apport des intercomparaisons de LES.....	40
II.2.2. la couche limite convective sèche et nuageuse.....	42
II.2.2.1. les structures d'entraînement	42
II.2.2.2. Rôle des structures de couche limite sur la mesure des flux.....	43
II.2.2.3. Transition vers la couche limite stable.....	43
II.2.3. L'initiation de la convection profonde.....	45
II.2.3.1. Le cas du 10 Juillet: un 'golden case' pour l'étude de l'initiation de la convection...	45
II.2.3.2. Importance de l'hétérogénéité de surface.....	48
II.2.3.3. Poches froides et courants de densité.....	50
II.2.4. Régimes de couche limite.....	52
II.2.4.1. interaction surface/atmosphère.....	52
II.2.4.2. cycle diurne des basses couches en Afrique de l'Ouest et processus en jeu.....	53
II.2.5. Conclusions et Perspectives.....	53
II.3. Simulations explicites pour l'évaluation et le développement de paramétrisations physiques.	56

II.3.1. paramétrisation de couche limite.....	56
II.3.1.1. mise en place d'un nouveau diagnostique.....	57
II.3.1.2. développement des schémas des thermiques.....	58
II.3.1.3. paramétrisation de la couche limite dans la zone grise.....	59
II.3.1.4. paramétrisation de la couche limite stable.....	61
II.3.1.5. représentation des régimes de couche limite et autres études d'évaluation des modèles.....	63
II.3.2. paramétrisation de la convection.....	64
II.3.2.1. modification du schéma de convection du LMD (triggering & closure).....	64
II.3.2.2. évaluation de la phase d'initiation de la convection.....	66
II.3.3. paramétrisation des nuages.....	66
II.3.3.1. état de l'art des paramétrisations des nuages.....	66
II.3.3.2. vers des nouveaux schémas de nuages.....	67
III. Projet scientifique.....	72
III.1. Synthèses de mes travaux	72
III.1.1. processus à l'origine de la variabilité de la couche limite.....	72
III.1.2. initiation de la convection profonde.....	73
III.2. Perspectives.....	73
III.2.1. Le futur des simulations LES.....	73
III.2.1.1. Quelles améliorations attendues?.....	73
III.2.1.2. Vers une complexification.....	75
III.2.1.3. Les giga-LES.....	77
III.2.1.4. Simulations LES systématiques, mise à disposition des données.....	77
III.2.2. les processus de couche limite.....	78
III.2.2.1. amélioration du schéma des thermiques.....	79
III.2.2.2. hétérogénéité de vapeur d'eau dans les basses couches.....	80
III.2.2.3. régimes de couche limite.....	82
III.2.3. l'initiation de la convection profonde.....	82
III.2.3.1. la convection peu profonde, phase précurseur.....	82
III.2.3.2. les hétérogénéités de surface.....	84
III.2.3.3. les poches froides.....	84
III.2.3.4. les hétérogénéités de couche limite.....	85
III.2.4. couplage nuage/rayonnement/couche limite.....	85
III.2.4.1. effet radiatif 3D des nuages de couche limite.....	86
III.2.4.2. Effets radiatifs des nuages dans les modèles globaux.....	87
III.2.4.3. quel rayonnement pour un modèle LES.....	89
IV Cinq publications choisies :.....	91
1. Couvreux et al 2010. <i>Boundary-Layer Meteorology</i> . Resolved versus parametrized boundary-layer plumes. Part I : a parametrization-oriented conditional sampling in Large-Eddy simulations...	91
2. Couvreux et al. 2012. <i>Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society</i> . Initiation of daytime convection in a semi-arid region analyzed with Large-Eddy Simulations and AMMA observations.	91

3. Couvreux et al. 2015. <i>Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society</i> . Representation of daytime moist convection over the semi-arid Tropics by parametrizations used in climate and meteorological models.....	91
4. Honnert et al. 2011. <i>Journal of the Atmospheric Sciences</i> . A diagnostic for evaluating the atmospheric models at the kilometric scale.....	91
5. Rochetin et al. 2016. <i>Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society</i> . Morphology of breeze circulations by surface flux heterogeneities : sensitivity to low-level wind and its impact on convection initiation.....	91
V. Références Bibliographiques.....	92

J'ai organisé ce manuscrit en deux grandes parties, la première décrit le contexte de mes travaux de recherche. Elle présente mon parcours, le cadre de mes travaux soit mon insertion dans une équipe, un laboratoire, un environnement national ainsi que les encadrements que j'ai menés jusque là. Dans un second temps, j'aborde le cœur scientifique de cette habilitation en décrivant les principaux travaux de recherche menés depuis ma thèse en mettant l'accent sur l'utilisation de simulations explicites pour à la fois améliorer notre compréhension des processus de couche limite et la représentation qu'on fait de ces processus dans des modèles de plus grande échelle. Je termine cette partie par les principales perspectives de ces travaux pour les prochaines années.

I. Contexte de mes travaux de recherche

I.1. Parcours Scientifique

I.1.1. La découverte du monde de la recherche... et de la couche limite

Animée par la volonté de devenir ethno-botaniste (un scientifique qui étudie la relation entre les plantes et les hommes), j'ai la possibilité, après une école préparatoire en Sciences de la Vie et de la Terre, d'entrer à l'Ecole Normale Supérieure. Je me rends cependant vite compte que le département de Biologie est essentiellement tourné vers la génétique et la biologie moléculaire et je me tourne finalement vers la Géophysique, attirée notamment par les campagnes de terrain. Au cours de ce cursus assez varié, j'étudie la géodynamique interne, le géomagnétisme, le comportement des matériaux mais également la dynamique et la chimie de l'atmosphère. Ce sont Frédéric Hourdin et Gérard Mégie qui donnent ces deux derniers cours qui attirent mon attention. A l'occasion d'un stage avec Frédéric, j'ai l'occasion de travailler sur le modèle des thermiques qu'il est en train de développer et de m'initier à la couche limite. Je découvre alors le monde de la recherche.

Après le DEA de Jussieu, encore un peu hésitante sur la suite de mon parcours, je tente le concours du corps de la Météorologie qui ouvre cette année alors qu'il était fermé depuis plus de 5 ans aux élèves de l'ENS ; je le réussis. Je ne ferai donc pas ma thèse avec Frédéric sur les thermiques. Non rancunier, il me donne quelques bons contacts à Météo-France, notamment celui de Jean-Luc Redelsperger. En entrant dans le corps de la Météorologie, je dois repasser deux ans sur les bancs de l'école, l'occasion de découvrir les méthodes de prévisionniste, d'avoir quelques cours sur les méthodes et instruments de mesure notamment par Jean-Christophe Canonici. Et je fais mon stage de fin d'étude au NCAR avec Tammy Weckwerth sur la campagne International H2O Project (IHOP, campagne d'étude de la variabilité de la vapeur d'eau dans les basses couches atmosphériques) où je participerai à ma première campagne de mesures. Bien décidée à continuer à étudier la couche limite, je candidate à une formation complémentaire par la recherche et réalise mon doctorat sous la direction de Françoise Guichard sur la variabilité de la vapeur d'eau dans les basses couches et l'exploitation de la campagne IHOP d'étude de la variabilité de la vapeur d'eau dans la couche limite. Pendant cette thèse, j'aurai à cœur de combiner observations et simulations à haute résolution pour décrire cette variabilité à différentes échelles.

I.1.2. Quelques excursions hors du CNRM

J'ai essentiellement passé les 11 années de recherche depuis ma soutenance de thèse en 2005 dans l'équipe MOANA du CNRM. Outre mes deux congés maternité, je me suis absentée pour deux séjours d'un an à l'étranger. Lors du premier en 2006, grâce à l'accord d'Eric Brun, je suis partie à l'Université de British Columbia où j'ai collaboré avec Phil Austin et où j'ai accueilli pour deux mois

Catherine Rio pour une visite scientifique. Ça a été l'occasion pour moi d'analyser des simulations LES de cumulus et de travailler sur la caractérisation des thermiques dans ces simulations. Lors du deuxième séjour d'un an à Mendoza, Argentine d'août 2012 à juillet 2013, j'ai bénévolement (congé parental) mis en place une base de données météorologiques sur les Andes pour l'étude des glaciers (Masiokas et al, 2015 ; Bianchi et al, 2016). J'ai notamment mis au point une méthode pour diagnostiquer des données erronées à partir des données de stations voisines ou en utilisant la variabilité de la mesure sur la période d'observations. Ces séjours à l'étranger ont toujours été très enrichissants. Ils permettent de découvrir d'autres méthodes de travail. Ils sont souvent aussi l'occasion de prendre un peu de recul, de faire un bilan et de finaliser certains travaux. Ces derniers devraient être plus encouragés au CNRM.

I.2. Cadre des travaux & Responsabilités

I.2.1. A cheval entre observateurs et développeurs de paramétrisations...

Mes collaborations sont essentiellement françaises. J'apprécie particulièrement d'avoir de fortes interactions à la fois avec des observateurs qui connaissent bien leur instrument et savent ce qu'ils peuvent en tirer et le monde des modélisateurs. En effet, les simulations à haute résolution sont certes des travaux numériques mais elles résolvent les processus de turbulence et de convection et bénéficient fortement de l'apport de comparaisons aux observations. Côté observations, le Laboratoire d'Aérodynamique et notamment Marie Lothon et Fabienne Lohou sont mes collaboratrices privilégiées même si j'entretiens également des liens étroits avec le groupe GMEI (Groupe de Météorologie Expérimentale et Instrumentale) notamment l'équipe Moyens Mobiles de Mesures Météorologiques (4M) qui développe des nouvelles méthodes d'échantillonnage de la couche limite et qui ont été testées pendant la campagne BLLAST (Boundary-Layer Late Afternoon Sunset Turbulence). Côté modélisation, j'ai gardé des liens privilégiés avec le LMD (Laboratoire de Météorologie Dynamique) depuis mon stage de DEA et je collabore également avec l'équipe « PROC » développant des paramétrisations physiques à GMAP (Groupe de Modélisation et d'Assimilation pour la Prévision) et son pendant pour le modèle climatique à GMGEC (Groupe de Météorologie de Grande Echelle et de Climat).

La participation à différentes campagnes de mesure (IHOP, AMMA, BLLAST) et la coordination d'exercices d'intercomparaison que ce soit dans le cadre d'un projet européen ou d'initiative GEWEX (Global Energy and Water Exchange) m'ont permis de renforcer mon réseau de collaborateurs internationaux.

Mais surtout, j'estime avoir beaucoup de chances de pouvoir travailler avec des personnes que j'apprécie. Je trouve aussi souvent très enrichissant le dialogue avec des spécialistes de domaines assez différents : on peut citer les spécialistes du soulèvement de poussières dans le cadre du projet CAVIARS, les spécialistes de filtrages particuliers (Christophe Baehr & Lucie Rottner), les dialogues avec des spécialistes du transfert radiatif (Richard Fournier) lors de la préparation du projet HIGH-TUNE. Ces dialogues obligent à prendre du recul sur son travail et apportent souvent un autre éclairage.

I.2.2. ... quelques projets structurants ...

Une partie des collaborations listées précédemment sont conduites sans cadre institutionnel. Cependant, certains projets permettent de structurer mes travaux. Il s'agit souvent de relativement petits projets, type LEFE, qui ne sont pas associés à d'importants financements mais qui fournissent un cadre d'animation scientifique. Je tiens à souligner le projet DEPHY instauré par Frédéric Hourdin qui permet de structurer la communauté française travaillant sur le développement des

paramétrisations physiques dans les modèles de prévisions du temps et de climat. Ce projet qui est maintenant dans sa deuxième phase est désormais coordonné par Catherine Rio. Il est devenu un lieu d'échanges fructueux sur le développement des paramétrisations où se côtoient des personnes spécialistes des observations, des chercheurs développant les modèles mais aussi comme moi des personnes plus spécialistes des simulations à haute résolution. J'apprécie particulièrement ce cadre de travail que je trouve à la bonne échelle pour des échanges constructifs. Parmi les autres projets soutenus par LEFE, on peut citer : i/ BLLAST (Boundary-Layer Late Afternoon Sunset Turbulence), coordonné par Marie Lothon qui a permis le déploiement d'une campagne de mesures à Lannemezan pour étudier la période de transition de la couche limite convective vers la couche limite stable et qui a ensuite fait l'objet d'un projet Jeune Chercheurs de l'ANR et ii/ GABLS4¹ qui permet l'animation autour de l'exercice d'intercomparaison de différents types de modèles pour des conditions extrêmement stables. Je participe également à deux projets inter-disciplinaires: ACASIS est un projet d'étude des vagues de chaleur au Sahel mené en lien avec les spécialistes de la santé et CAVIARS est un projet sur l'évolution de l'érosion éolienne à l'échelle climatique et l'influence de la modification des sols en lien avec les spécialistes de la végétation.

En revanche, j'ai été plus refroidie par le dernier grand projet européen auquel j'ai participé (EMBRACE) où je n'ai pas retrouvé la motivation de partage et d'échange qui existait dans le projet AMMA.

1.2.3. ... et quelques campagnes de terrain et conférences

Je limite mes participations à des conférences internationales à ~ 1 par an, surtout des conférences ciblées comme la AMS-Boundary-Layer and Turbulence mais aussi des conférences plus larges à l'AGU. J'ai également participé à quelques campagnes de terrain :

- IHOP sur l'étude de la variabilité de la vapeur d'eau en 2002 (avant ma thèse), campagne durant laquelle j'ai pu me familiariser avec les observations radar et découvrir avec F Fabry and J Wilson le potentiel de la mesure de la réfractivité radar

- CAPITOUL où j'ai participé au lancement de radiosondages avec plus ou moins de succès puisque mon premier ballon lancé toute seule à 4h du matin en pleine nuit a atterri dans les fils électriques du fait d'un ballon pas assez gonflé d'hélium (la peur de leur faire exploser sans doute!)

- AMMA où j'étais secrétaire des prévisionnistes pendant un mois, l'occasion de me familiariser avec la météorologie africaine et surtout de bénéficier de l'expertise des prévisionnistes africains. Ça a aussi été l'occasion de découvrir les systèmes convectifs et de toucher du doigt la prévision nowcasting que j'essayais tant bien que mal de faire pour l'équipe de Gilles Bergametti déployée à Banizoumbou.

- BLLAST où j'ai coordonné la contribution du CNRM, participé aux briefings de campagne qui avaient lieu tous les matins pour décider des actions pour le jour J et le suivant, lancé des radiosondages (pas de ballon dans les fils électriques cette fois...). Cette campagne a aussi été l'occasion d'échanges avec de nombreux instrumentalistes de Lannemezan (Marie, Fabienne et Solène) ou d'ailleurs ainsi que les pilotes et développeurs des différents types de drones déployés pendant la campagne. L'équipe 4M m'a fait découvrir leurs nouveaux développements instrumentaux qu'ils testaient pendant cette campagne : le ballon captif porteur de la sonde turbulente et les radiosondages fréquents.

¹ GABLS=GEWEX Atmospheric Boundary-Layer Study

J'apprécie vraiment ces moments de campagnes qui sont souvent l'occasion d'échanges plus informels et qui permettent de mieux appréhender la complexité de l'observation en météorologie ...dommage que je n'aie pas plus souvent sur le terrain.

I.2.4. Animation scientifique & responsabilités collectives

Avec Philippe Peyrillé, je participe à l'animation scientifique de l'équipe MOANA depuis quelques années. Depuis septembre 2015, nous avons opté pour une nouvelle organisation. Les travaux de l'équipe ont été structurés en 5 thèmes et un café scientifique est organisé une fois par mois sur chacun de ces thèmes avec à chaque fois un bilan des activités passés et à venir et un focus sur un résultat scientifique. En plus de cela, s'ajoutent quelques cafés scientifiques où les visiteurs, stagiaires viennent nous présenter leurs résultats. Auparavant, je m'étais occupée pendant plusieurs années de l'animation scientifique au niveau de GMME (Groupe de Météorologie de Moyenne Echelle) mais avec un succès mitigé du fait d'une faible implication des chercheurs. C'est plus facile au niveau d'une équipe.

Point de vue responsabilités collectives, j'ai coordonné le volet couche limite de la prospective Océan-Atmosphère de l'INSU en 2011. J'ai été nommée en 2013 à la section 19 du CNRS. Si cette activité prend beaucoup de temps (en moyenne 2 mois/an), j'ai appris beaucoup pendant ces trois ans de mandat que ce soit sur les rouages du CNRS, le processus de recrutement des chercheurs ou sur l'éventail des activités menées en France dans la thématique Océan-Atmosphère. J'ai également apprécié la convivialité au sein de la Section et le bon respect des règles déontologiques.

D'autre part, j'ai eu différentes responsabilités dans différents projets avec notamment la responsabilité de différentes tâches (EMBRACE, BLLAST, ACASIS, DEPHY, DEPHY-2, GABLS4). Avec Eric Bazile et Patrick Le Moigne, nous avons organisé en 2015, le premier workshop sur les résultats de GABLS4 (~40 personnes). J'ai également participé à l'organisation des Ateliers de Modélisation de l'Atmosphère en 2016 sur le thème Observatoire et Modélisation avec Marie-Pierre Lefebvre, Alexandre Paci et Alain Dabas. Je révise chaque année également en moyenne 5-6 articles scientifiques et 2-3 projets que ce soit des soumissions au niveau national ou européen.

I.3. Enseignement et encadrement

I.3.1. Enseignement

Côté enseignement, j'ai repris le cours de Master2 sur la couche limite que donnait Valéry Masson en septembre 2007, un cours s'étalant initialement sur 22 heures de cours. J'y ai introduit la visite de la veine hydraulique, encore en activité à ce moment, et celle du parc instrumental de GMEI. En 2011, le master a évolué et le nombre d'heures a été réduit pour chaque module. Le cours de couche limite est passé à 12 heures ce qui m'a obligé à revoir la structure de mon cours en essayant de garder un équilibre entre équations de la turbulence et description des processus à l'œuvre dans les couches limites atmosphériques. J'ai bien aimé les interactions avec les étudiants à cette occasion mais au bout de 6 ans, j'ai laissé la main à Rachel Honnert, ayant accepté de participer à la section 19 du Comité National. J'ai aussi donné une formation de 2 heures sur la couche limite en anglais dans le cadre d'une formation de prévisionnistes étrangers et j'ai participé au concours niveau maîtrise des Ingénieurs des Travaux de la Météorologie (écriture de l'épreuve, correction et participation aux jurys des oraux).

I.3.2. Encadrement

S'il n'est pas mentionné, le % d'encadrement des étudiants est de 100%. Je trouve l'encadrement d'étudiants toujours très enrichissant. Il faut savoir s'adapter à des caractères différents, modifier ses explications en fonction des acquis de l'étudiant.

Etudiants encadrés en stages, L3 et M1 :

Delphine Pavard (stagiaire de l'ENSEEIT, stage de licence- 1 mois en 2007) : *Etude de la variabilité de la vapeur d'eau avant l'arrivée du flux de mousson en Afrique de l'Ouest*

Madeleine Leplay & Pierre-Honoré Kamsu-Tamo (M1 OASC Toulouse- 3 mois Mars-Juin 2009 ; encadrement à 50 % avec D Bouniol) : *Caractérisation des nuages en Afrique de l'Ouest*

Rémi Cambra & Alexis Fradet (M1 OASC Toulouse- 2 mois Avril-Mai 2011 ; encadrement à 50 % avec F Guichard & A Gounou) : *Le cycle diurne en Afrique de l'Ouest*

Najda Villefranque (stage de 4^e année INSA, 3 mois 2015) : *Caractérisation des courants de densité simulés par LES en zone Sahélienne*

Renaud Jougla, Gwennaëlle Larvor, Alexane Lovat (projet de statistiques de 2 semaines, Juil 2015 ; encadrement partagé avec Romain Roehrig & Frédéric Ferry) : *Qualité des prévisions ECMWF en Afrique de l'Ouest pendant la période de mousson : focus sur les deux principaux modes de variabilité*

Papa Ndiaye N'Gor (encadrement avec Jean-Philippe Lafore, Philippe Peyrillé, Florent Beucher, séjour de 2 mois 15 Oct-15 Dec 2015) : *Mise au point d'un diagnostic pour évaluer la qualité des prévisions ECMWF sur l'Afrique de l'Ouest*

Marc Mandement, Axel Roy et Valentin Le-Pivert (stage de modélisation de 5 semaines, Jan-Fév 2016 ; encadrement partagé avec Dominique Bouniol & Françoise Guichard) : *Apport de la prise en compte d'une distribution de vent sous maille pour la simulation de l'érosion éolienne*

Axel Roy et Valentin Le-Pivert (projet de statistiques de 2 semaines, Juil 2016) : *Construction d'une paramétrisation des rafales de vent sous-maille pour les réanalyses météorologiques*

Etudiants encadrés en M2:

Emmanuel Poan (M2 OASC- 5 mois-Fev-Juin 2011 ; encadrement à 30 % avec J-P Lafore & R Roehrig) : *Etude de la variabilité intrasaisonnière de l'eau précipitable en Afrique de l'Ouest*

Daphné Westra (encadrement à 70 % avec F Guichard stage de M2 de l'Université de Wageningen- 5 mois-2012) : *Propriétés des courants de densité dans la simulation LES du 10 Juillet*

Pierre Gastrin (M2 OASC – 5 mois-2014 ; encadrement à 50 % avec D. Bouniol) : *Nuages de mi-niveau en Afrique de l'Ouest : origines et propriétés*

Jessica Barbier (ENSEEIT- 5 mois-2014 ; encadrement à 15 % avec D Bouniol & F Guichard) : *Processus physiques mis en jeu lors des vagues de chaleur sahéliennes*

Etudiants encadrés en thèse:

Thèse de Emilie Perraud (encadrement à 15% avec Christine Lac, Sylvie Malardel et Valéry Masson) : soutenue en septembre 2010

*Vers une amélioration du schéma statistique de nuages de méso-échelle
dans les modèles AROME et Méso-NH*

J'ai participé au co-encadrement de la deuxième moitié de thèse d'Emilie où il s'agissait d'analyser les variabilités conjointes de température, d'eau totale et d'eau nuageuse dans différentes simulations LES pour en déduire des contraintes pour la paramétrisation des nuages dans les modèles de méso-échelle tels AROME et Méso-NH. Cette thèse a donné lieu à un article qui montre que les distributions du déficit de saturation sont fortement asymétriques. Les différentes distributions de la

littérature ont aussi été évaluées et un caractère bi-modal des distributions a été souligné dans le cas des cumulus. Emilie n'a pas souhaité poursuivre dans le milieu de la recherche académique. Elle a eu plusieurs postes de vacataires en tant que professeur de mathématiques et vit désormais au Québec.

Thèse de Amanda Gounou (encadrement à 40% avec Françoise Guichard) soutenue en Janvier 2011

Etude des processus pilotant les cycles diurnes de la mousson Ouest-Africaine

La thèse d'Amanda se concentrait sur la compréhension du cycle diurne en Afrique de l'Ouest basée à la fois sur les observations de la campagne AMMA et de la modélisation essentiellement en 1D avec Méso-NH. Dans un premier temps, elle a notamment exploité les 2 périodes où des radiosondages ont été lancés de manière intensive (toutes les 3 heures) permettant de décrire précisément le cycle diurne des basses couches atmosphériques le long d'un transect méridien. Lors d'une collaboration avec le CEH (Centre d'Ecologie & Hydrologie en Angleterre), elle a analysé le rôle des hétérogénéités de surface pour l'initiation de convection en croisant différentes observations satellites. Enfin, elle a mis au point un cadre de modélisation pour attaquer la représentation du cycle diurne par le modèle méso-NH et comprendre les processus mis en jeu. Son travail a donné lieu à 3 publications dont 1 dont elle est première auteur. Amanda est actuellement en contrat à Météo-France dans l'équipe de Prévision Immédiate où elle est l'interlocuteur privilégié d'AIRBUS.

Thèse de Rachel Honnert (encadrement à 45% avec Valéry Masson) soutenue en Octobre 2012

Quelle turbulence dans les modèles atmosphériques à l'échelle kilométrique ?

La thèse de Rachel a consisté à mettre au point des diagnostics pertinents permettant de caractériser les contributions respectives du sous-maille et du résolu dans les différents moments turbulents (flux et variances). Elle a pour cela utilisé un ensemble de 7 simulations LES incluant à la fois des cas de couches limites convectives sèches et des cas de couches limites nuageuses. Elle a pu ensuite utiliser ce diagnostic pour montrer que Méso-NH représentait mal cette partition à l'échelle kilométrique qu'il soit utilisé avec ou sans la paramétrisation des structures turbulentes (schéma en flux de masse). Ce travail a donné lieu à une publication au Journal of Atmospheric Sciences et une publication à Boundary-layer Meteorology. Rachel a intégré à la fin de sa thèse l'équipe PROC du GMAP et continue à travailler sur le problème de la Zone grise (i.e. la zone de résolution où les processus sont ni complètement résolus, ni complètement sous-maille) la couche limite.

Thèse de Emmanuel Poan (encadrement à 30% avec Jean-Philippe Lafore et Romain Roehrig) soutenue en Novembre 2013 :

Documentation et interprétation physique de la variabilité intrasaisonnière de la mousson africaine – Application à la prévision

La thèse d'Emmanuel s'est concentrée sur la variabilité de l'eau précipitable en Afrique de l'Ouest. Il a notamment montré que l'eau précipitable était une variable pertinente pour suivre les ondes d'Est (mode principal de variabilité synoptique pendant la Mousson Africaine) qui se situent au Nord du Jet d'Est Africain. Il a ensuite caractérisé le couplage entre dynamique et convection au sein de ces ondes à partir d'analyse de bilans de température, humidité et quantité de mouvement, en soulignant

notamment l'importance des processus diabatiques. Son travail a donné lieu à 2 publications. Emmanuel est actuellement en post-doctorat au Canada où il utilise la modélisation régionale climatique pour comprendre et prévoir les événements extrêmes en Afrique de l'Ouest (vagues de chaleurs et inondations).

Thèse de Elsa Bourgeois (encadrement à 35% avec Dominique Bouniol et Françoise Guichard) débutée en Novembre 2014

Nuages de mi-niveau en Afrique de l'Ouest : origine, propriétés et impact

La thèse d'Elsa porte sur les nuages de mi-niveau en Afrique de l'Ouest. Elle a trois objectifs : i/ caractériser ces nuages en terme de propriétés macrophysiques et microphysiques, éventuellement distinguer à partir de ces propriétés différents types de nuages ii/ comprendre les mécanismes responsables de l'existence de ces nuages, iii/ évaluer la représentation de ces nuages par une hiérarchie de modèles allant des modèles de résolution kilométrique aux modèles de climat et de comprendre l'origine de leurs principaux défauts. Cette thèse s'appuie en grande partie sur l'utilisation d'observations de télédétection au sol ou satellite mais également l'utilisation de la modélisation. Elsa a dans un premier temps élargi l'analyse des données de la ARM Mobile Facility (profils verticaux de la thermodynamique, des caractéristiques microphysiques et de la couverture nuageuse) que nous avons menée avec Dominique Bouniol sur la période Juin à Octobre en l'étendant à toute l'année 2006. Elle a ainsi établi une base de données qui recense les caractéristiques morphologiques et microphysiques d'un peu moins de 500 nuages. Elle a également utilisé une méthode de clustering qui lui permet d'identifier trois types de nuages. Elle est actuellement en train de caractériser ces différents types et de croiser ces informations avec les observations des profils thermodynamiques fournis par les radiosondages et les mesures de flux radiatifs. Elle a mis en place une collaboration avec D Parker, J Marhsam et C Birch (Université de Leeds) lors d'une première visite de 2 mois au premier trimestre 2016 pour exploiter les données collectées durant la campagne FENNEC. Elle a aussi exploité les données de CloudSat/Calipso permettant de fournir une caractérisation spatiale de l'occurrence de ces nuages à l'échelle de toute l'Afrique de l'Ouest. On voit notamment une disparité de l'occurrence entre l'Ouest et l'Est et le Nord et le Sud. D'autre part, elle a commencé à évaluer la reproduction de ces nuages par les simulations CRMs (CASCADE et SWAMMA) réalisées sur plusieurs mois à 4km de résolution avec le modèle du MetOffice, lors d'une deuxième visite d'un mois à l'Université de Leeds. Ces résultats sont très encourageants et montrent que ce modèle est capable de reproduire les nuages de mi-niveaux avec des caractéristiques assez réalistes.

Thèse de Jessica Barbier (encadrement à 20% avec Françoise Guichard, Romain Roehrig et Dominique Bouniol) débutée en Novembre 2014

Extrêmes climatiques : le cas des vagues de chaleur au Sahel

La thèse de Jessica cherche à diagnostiquer les vagues de chaleur au Sahel, comprendre les processus physiques en jeu et déterminer l'évolution climatique de ces événements. Dans un premier temps, elle a mis au point un critère permettant d'identifier les vagues de chaleur au Sahel. Ce critère se base sur un dépassement du 90ème percentile de la distribution des anomalies de température obtenues en filtrant les variations d'échelle supérieure à 90 jours écartant ainsi les fluctuations saisonnières, interannuelles et climatiques. Elle a ensuite caractérisé les vagues de chaleur en séparant les vagues associées à des températures maximales très chaudes, des vagues associées à des températures minimales très chaudes et en a analysé leur climatologie. Sa méthode permet de dissocier la détection de ces événements par rapport à l'évolution climatique de la température moyenne. Enfin,

l'analyse de l'évolution climatique de ces objets montre que la tendance est essentiellement expliquée par la tendance de la température moyenne. La deuxième partie de sa thèse se focalise sur la représentation dans le modèle ARPEGE-Climat de ces objets.

Thèse de Najda Villefranque (encadrement à 60% avec Richard Fournier) débutée en Octobre 2016

Effets radiatifs des nuages de couche limite

L'objectif de cette thèse est de déterminer les effets radiatifs 3D des nuages de couche limite. Pour ce faire, il s'agit d'appliquer un code de calcul radiatif récent basé sur les méthodes de Monte Carlo à des simulations haute résolution (LES) résolvant les nuages de couche limite. Ces calculs permettront i/ de décrire les effets 3D de ces nuages et d'évaluer leur sensibilité à la représentation des processus microphysiques (hypothèses sur les distributions de gouttes, propriétés radiatives), à la résolution utilisée et ii/ de revisiter les hypothèses faites dans les codes radiatifs utilisés dans les modèles à différentes échelles. On s'intéressera notamment à essayer de déterminer quel code radiatif est pertinent pour un modèle LES ? Cela permettra également de fournir des références pour l'effet radiatif des nuages de couche limite pour un ensemble de cas.

Postdoctorants:

Catherine Rio (2008-2009 : 18 mois, CNRS ; encadrement 50 % avec Françoise Guichard) : pendant ce post-doctorat Catherine a mis au point la simulation LES pour le cas du 10 Juillet 2006. Ce post-doctorat a aussi été l'occasion de finaliser nos travaux sur l'analyse conditionnelle. L'ensemble de ce travail a donné lieu à 4 publications. Je reprends en partie ces résultats dans la partie 2. Catherine a depuis intégré le CNRS au Laboratoire de Météorologie Dynamique. Elle est responsable du développement des paramétrisations de la convection au LMD. Elle vient d'arriver cette année dans notre équipe après une mutation.

Nicolas Rochetin (2014-2015: 20 mois, projet européen EMBRACE ; encadrement 60 % avec Françoise Guichard) : Nicolas a travaillé sur la compréhension du rôle des hétérogénéités de surface pour l'initiation de la convection sur le cas du 10 Juillet à partir de simulations LES. Il a mis au point différents diagnostics pour caractériser les thermiques, les brises thermiques et étudier les interactions entre les différentes échelles, de locales (thermiques) à plus grande échelle (synoptique) en passant par les circulations de brise (mésos-échelle).

Yann Largeron (2013-2015 : 18 mois, projet ANR CAVIAR, encadrement 15 % avec Françoise Guichard et Dominique Bouniol) : Yann a d'abord évalué les principaux défauts de différentes analyses météorologiques dans leur reproduction de la variabilité du vent près de la surface à différentes échelles. Il a ensuite développé une paramétrisation sous-maille pour prendre en compte l'effet des rafales de vent pour corriger les analyses d'ERA-I. **puis** (2016-2017 : 10 mois, projet ANR ACASIS, encadrement 30 % avec Françoise Guichard et Romain Roehrig) : L'objectif de Yann est d'analyser le rôle des processus physiques pendant la vague de chaleur d'avril 2010 en utilisant les observations et les runs nudgés réalisés avec l'ancienne et la nouvelle physique de ARPEGE-Climat. Il est actuellement en train d'analyser l'évolution des bilans d'énergie à la surface au cours de cette vague dans les observations et dans les simulations ARPEGE-Climat. Il a également mis au point un petit modèle pour représenter le bilan d'énergie à la surface qu'il utilise pour démontrer le rôle crucial de la vapeur d'eau dans cette vague de chaleur.

Visiteurs (3 séjours de ~ 2 mois chacun) :

Guylaine Canut (doctorante du Laboratoire d'Aérodologie encadrée par Marie Lothon) : lors de son séjour, Guylaine a mis au point une simulation LES sur un cas de développement de couche limite au Sahel qui a été validée par les observations de la campagne AMMA. Cette simulation reproduit notamment les caractéristiques des structures d'entraînement. Cette simulation ainsi que 6 autres simulations avec des conditions environnementales différentes ont permis d'étudier les caractéristiques des structures d'entraînement. Ce travail a donné lieu à une publication.

Chiel Van Heerwaarden (co-encadrement avec F Guichard): lors de sa thèse encadrée par Jordi Vila-Guerau de Arrellano à l'Université de Wageningen en Hollande, Chiel est venu faire une visite de 2 mois à MOANA. Lors de ce séjour, il a appliqué un modèle mixed-layer couplé à un schéma de surface à la représentation de différentes situations observées à Niamey, Niger lors de la campagne AMMA. Ce travail a donné lieu à une publication.

Cheikh Dione (co-encadrement avec F Guichard, visite de 2 fois 1 mois et demi lors de sa thèse au Laboratoire d'Aérodologie, encadrée par Marie Lothon) : Cheikh a poursuivi le travail initié lors du stage de master 2 de Daphné Westra et notamment la caractérisation des propriétés des courants de densité simulés par la LES du 10 juillet 2006.

I.4. Liste de publications

Sont répertoriés ci-dessus les articles publiés dans des revues à comité de lecture et chapitres de livres.

Souligné = étudiant encadré en thèse, en postdoc, en stage ou durant une visite

I.4.1 Articles dans revues à comité de lecture

40- Rochetin N, **Couvreux F**, Guichard F, 2016: Morphology of breeze circulations by surface flux heterogeneities: sensitivity to low level wind and its impact on convection initiation, in press for QJR Meteorol Soc

39- Canut G, **Couvreux F**, Lothon M, Legain D, Piguet B, Lampert A, Moulin E, 2016: Turbulence measurements with a tethered balloon, Atmospheric Measurement Techniques, 9, 4375-4386

38- Falaschi D, Masiokas M, Tadono T, **Couvreux F**, 2016: ALOS-derived glacier and rock glacier inventory of the Volcan Domuyo regio (~36°S), southernmost Central Andes, Argentina, in press for Zeitschrift für Geomorphologie, <http://dx.doi.org/10.1127/zfg/2016/0319>

37- Bianchi E, Villalba R, Viale M, **Couvreux F**, 2016: New precipitation and temperature grids for northern Patagonia: advances in relation to global climate grids, J of Meteorol Res, 30, 38-52

36 - **Couvreux F**, E Bazile, G Canut, Y Seity, M Lothon, F Lohou, F Guichard, E Nilsson, 2016, Representation of the afternoon transition in Numerical Weather Prediction models: evaluation with BLLAST data, Atmos. Chem. Phys., 16, 8983-9002, doi:10.5194/acp-16-8983-2016

35 - Honnert R, **Couvreux F**, Masson V, Lancz, D, 2016: Sampling of the structure of turbulence: Implications for parametrizations at sub-kilometric scales, 160, 1, 133-156

- 34 - Masiokas M,H, Delgado, S, Pitte P, Berthier E, Villalba R, Skvarca P, Ruiz L, Ukita J, Yamanokuchi T, Tadono T, Marinsek S, **Couvreux F**, Zalazar L, Inventory and recent changes of small glaciers on the northeast margin of the South Patagonian Icefield, Argentina. *Journal of Glaciology*, 61, 227, 511-523
- 33 - Darbieu C, F Lohou, M Lothon, J Via-Guerau de Arellano, **F Couvreux**, P Durand, D Pino, E Patton, E Nilsson, E Blay-Carreras, 2015: Turbulence vertical structure of the boundary layer during the afternoon transition; *ACP*, 15, 10071-10086
- 32 – **Couvreux F**, R Roehrig, C Rio, MP Lefebvre, M Caian, T Komori, S Derbyshire, F Guichard, F Favot, F D'andrea, P Bechtold, P Gentine, 2015: Daytime moist convection over the semi-arid Tropics: impact of parametrizations used in CMIP5 and other models, *QJR Meteorol Soc*, 141, 2220-2236
- 31 - Largerone Y., F Guichard, D Bouniol, **F Couvreux**, L Kergoat, B Marticorena, 2015: On the importance of wind fields for dust emission over the Sahel, *GRL*, 42, 2490-2499.
- 30 - Locatelli R, P Bousquet, F Hourdin, M Saunois, A Cozis, **F Couvreux**, J Y Grandpeix, M P Lefebvre, C Rio, P Bergamaschi, S D Chambers, U Karstens, V Kazan, S Van Der Laan, H Meijer, J Moncrieff, M Ramonet, B Scheeren, C Schlosser, M Schmidt, A Vermeulen, A G Williams, 2015: Atmospheric transport and chemistry of trace gases in LMDZ5B: evaluation and implications for inverse modelling *Geosci Model Dev*, 8, 129-150
- 29 - Poan E., J.-P. Lafore, R. Roehrig, **F. Couvreux**, 2015: Internal processes within the African Easterly Wave System. *Q. J. R. Meteorol Soc*, 114, 1121-1136. DOI:10.1002/qj.2420
- 28 - M. Lothon , F. Lohou, D. Pino, **F. Couvreux**, E. Pardyjak, J. Reuder, J. Vila-Guerau de Arellano, P. Durand, I. Faloon, O. Hartogensis, D. Legain, D. Alexander, W.M. Angevine, P. Augustin, E. Bargain, J. Barrié, E. Bazile, Y. Bezombes, E. Blay, A. van de Boer, J.-L. Boichard, A. Bourdon, A. Butet, B. Campistron, O. de Coster, J. Cuxart, A. Dabas, C. Darbieu, K. Deboudt, H. Delbarre, S. Derrien, P. Flament, M. Fourmentin, A. Garai, F. Gibert, B. Gioli, A. Graf, J. Groebner, F. Guichard, M. Jonassen, A. von Kroonenbeerg, D. Lenschow, E. Magliulo, S. Martin, D. Martinez, L. Mastrorillo, A. Moene, F. Molinos, E. Moulin, H. Pietersen, B. Pignatelli, E. Pique, C. Roman, C. Rufin-Soler, F. Said, M. Sastre, Y. Seity, G.-J. Steeneveld, P. Toscano, O. Traullé, D. Tzanos, C. Yague, S. Wacker, N. Wildmann., A Zaldei, 2014. The BLLAST field experiment: Boundary-Layer Late Afternoon and Sunset Turbulence, *Atmos Chem Phys*, 14, 10931-10960, doi:10.5194/acp-14-10931-2014
- 27 - Rochetin N., **F. Couvreux**, J.-Y. Grandpeix and C. Rio, 2014: Deep convection triggering by boundary layer thermals. Part 1: LES analysis and stochastic triggering formulation. *Journal of Atmospheric Sciences*, 71, 2, 496-514
- 26 - Rochetin N., J.-Y. Grandpeix, C. Rio and **F. Couvreux** , 2014: Deep convection triggering by boundary layer thermals. Part 2: Stochastic triggering parametrization for the LMDZ GCM. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 71, 2, 515-538
- 25 - **Couvreux F.**, F. Guichard., A. Gounou, D. Bouniol, P. Peyrillé, M. Koehler, 2014: Modelling of the diurnal cycle in the lower atmosphere: a joint evaluation of four contrasted climates along a surface temperature gradient over land. *Boundary-Layer Meteorology*, 150, 2, 185-214 <http://dx.doi.org/10.1007/s10546-013-9862-6>

- 24 - Dione C., M. Lothon, D. Badiane, B. Campistron, **F. Couvreux**, F. Guichard and M. S. Sall, 2014 : Phenomenology of Sahelian convection observed in Niamey during the early monsoon in QJRMS 140, 679, 500:516 DOI:10.1002/qj.2149
- 23 - Poan E., R. Roehrig, **F. Couvreux**, J.-P. Lafore, 2013: West Africa Intraseasonal variability : a Precipitable Water perspective, *Journal of Atmospheric Sciences*, **70**, 4, 1035-1052.
- 22 - Rio C., J.-Y. Grandpeix, F. Hourdin, F. Guichard, **F. Couvreux**, J.-P. Lafore, A. Fridlind, A. Mrowiec, N. Rochetin, A. Idelkadi, M.-P. Lefebvre, I. Musat, R. Roehrig, S. Bony, 2013: Control of deep convection by sub-cloud processes : The ALP closure in LMDZ5.b model, *Cli. Dynamics* **40**,9-10:2271-2292 doi:10.1007/s00382-012-1506-x
- 21 - Jam A., F. Hourdin, **F. Couvreux** and C. Rio, 2013: Resolved versus parametrized boundary-layer plumes. Part III: A simple cloud parameterization derived from Large Eddy Simulations. *Boundary-Layer Meteorology*, **147**, : 421-441
- 20 - Gounou A., F. Guichard and **F. Couvreux**, 2012: Observations of diurnal cycles over West-African meridional transect: pre-onset and post-onset periods, *Boundary-Layer Meteorology*, 144,329-357. DOI 10.1007/s10546-012-9723-8
- 19 - Bouniol D., **F. Couvreux**, P.-H. Kamsu-Tamo, M. Leplay, F. Guichard, F. Favot, E. O'Connor, 2012: Diurnal and seasonal cycles of cloud occurrences, types and radiative impact over West Africa. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **51**, 534-553. DOI: 10.1175/JAMC-D-11-051.1
- 18 - Canut G., **F. Couvreux**, M. Lothon, D. Pino, F. Said, 2012: Entrainment in the Sahelian boundary layer analyzed by observations and large-eddy simulations, 2012: *Boundary-Layer Meteorology*, 142,79-101. DOI:10.1007/s10546-011-966~1
- 17 - **Couvreux F.**, C. Rio, F. Guichard, M. Lothon, G. Canut, D. Bouniol, A. Gounou, 2012: Initiation of daytime local convection in a semi-arid region analyzed with Large-Eddy Simulations and AMMA observations, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **138**, 56-71, DOI:10.1002/qj.903
- 16 - Honnert R., V. Masson and **F. Couvreux** , 2011: Which turbulence in atmospheric models at 1 kilometer resolution? *Journal of Atmospheric Sciences*, Vol. 68, 12. 3112-3131. DOI: 10.1175/JAS-D-11-061.1
- 15 - Perraud E., **F. Couvreux**, S. Malardel, C. Lac, V. Masson, O. Thouron, 2011: Evaluation of statistical distributions for the parameterization of subgrid boundary-layer clouds, *Boun-Lay Meteorol*, **140**, Iss 2, 263-294, DOI: 10.1007/s10546-011-9607-3
- 14 - Taylor, C., A. Gounou, F. Guichard, P. Harris, R. J. Ellis, **F. Couvreux**, M. De Kauwe, 2011: Frequency of Sahelian storm initiation doubled over mesoscale soil moisture patterns. *Nature Geosciences*, 4, 7, 430-433. DOI: 10.1038/NGEO1173
- 13 - M.C. VanZanten, B. Stevens, L. Nuijens, A. P. Siebesma, A. Ackerman, F. Burnet, A. Cheng, **F. Couvreux**, H. Jiang, M. Khairoutdinov, D. S. Lewellen, D. Mechem, A. Noda, B. Shshipway, J. Slawinska, S. Wang, A. Wyszogrodzski, 2011: Controls on precipitation and cloudiness in simulations of trade-wind cumulus as observed during RICO, JAMES-D, Vol. 3, Art. M06001, doi:10.3894/JAMES.2011.3.

12 - M. Lothon, B. Campistron, M. Chong, **F. Couvreux**, F. Guichard, C. Rio, E. Williams, 2011: Life cycle of a mesoscale circular gust front observed by a C-band radar in West Africa, *Mon. Wea. Rev.*, **139**, No. 5: 1370-1388

11 - Van Heerwaarden C. C., J. Vila-Guerau de Arellano, A. Gounou, F. Guichard, **F. Couvreux**, 2010: Understanding the daily cycle of evapotranspiration: a new method to quantify the influence of forcings and feedbacks. *Journal of Hydrometeorology*. **11**, 6, 1405-1422 DOI:10.1175/2010JHM1272.1

10 - Rio, C., F. Hourdin, **F. Couvreux** and A. Jam, 2010 : Resolved versus parametrized boundary-layer plumes. Part II: Continuous formulation of mixing rates for mass-flux schemes. *Boundary Layer Meteorology*. **135**, Iss 3, 469-483 DOI 10.1007/s10546-010-9478-z

9 - Yano, J.-I., P. Bernardet, P. Benard, **F. Couvreux** and A. Lahellec, 2010: Nonhydrostatic anelastic model under segmentally-constant approximation: II. Dry version with adaptive activation and deactivation of segments. *Monthly Weather Review*, **138**, Iss 5, 1957-1974, DOI: 10.1175/2009MWR2997.1

8 - **Couvreux, F.**, F. Hourdin and C. Rio, 2010: Resolved versus parametrized boundary-layer plumes. Part I: a parametrization-oriented. *Boundary Layer Meteorology*. **134**, Iss 3, 441-458 DOI 10.1007/s10546-009-9456-5

7 - **Couvreux, F.**, F. Guichard, O. Bock, J.-P. Lafore, J.-L. Redelsperger, 2010 : Monsoon flux pulsations over West Africa prior to the monsoon onset *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **136**, Issue S1, 159–173, DOI 10.1002/qj.473.

6 - Pergaud, J., V. Masson, S. Malardel, **F. Couvreux**, 2009: A parameterization of Dry thermals and shallow cumuli for mesoscale numerical weather prediction. *Boundary-Layer Meteorology*. **132**, 83-106. DOI 10.1007/s10546-009-9388-0

5 - **Couvreux, F.**, F. Guichard, P. H. Austin and F. Chen, 2009: Nature of the mesoscale boundary-layer height and water-vapor variability observed 14 June 2002 during the IHOP_2002 campaign. *Monthly Weather Review*, **137**, 414-432. DOI: 10.1175/2008MWR2367.1

4 - Lothon, M., **F. Couvreux**, S. Donier, F. Guichard, P. Lacarrère, J. Noilhan and F. Said, 2007: Impact of the organized structures on estimates of vertical turbulent fluxes from airplane measurements. *Boundary-Layer Meteorology*. **124**, 425-447

3 - **Couvreux, F.**, F. Guichard, V. Masson and J.L. Redelsperger, 2007: Negative water vapour skewness and dry tongues in the convective boundary layer: observations and LES budget analysis. *Boundary-Layer Meteorology*. **123**, 269-294

2 - **Couvreux, F.**, F. Guichard, J.L. Redelsperger, C. Kiemle, V. Masson, J.P. Lafore and C. Flamant, 2005: Assessment of water vapour variability within a convective boundary layer over land using Large Eddy Simulations and IHOP observations. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **131**, 2665-2693.

1 - Hourdin, F., **F. Couvreux** and L. Menut, 2002: Parameterization of the dry convective boundary layer based on a mass flux representation of thermals. *Journal of Atmospheric Sciences*, **59**, 1105-1123.

1.4.2. Thèse

Couvreux, F., Water vapour variability in the convective boundary layer, PhD dissertation, University of Paul Sabatier, Toulouse, 2005, France

1.4.3. Autres articles dans des revues à comité de lecture (revue non classée rang A ou matériel éditorial)

Bazile E, **Couvreux F**, LeMoigne P, Genthon C: First Workshop on the GABLS4 intercomparison- Gewex Newsletter, August 2015

Bazile E., **F Couvreux**, P Lemoigne, C Genthon, A A M Holstlag, G Svensonn, 2014 : : GABLS4: An Intercomparison Case to Study the Stable Boundary Layer Over the Antarctic Plateau. Gewex Newsletter, Nov 2014

Lafore J-P., N. Asencio, D. Bouniol, **F. Couvreux**, C. Flamant, F. Guichard, N. Hall, S. Janicot, C. Kocha, C. Lavaysse, S. Leroux, E. Poan, P. Peyrillé, R. Roca, R. Roehrig, F. Roux, F. Saïd, 2012: Le Système de Mousson Ouest-Africain. *La Météorologie*, n° Spécial AMMA, 11-16

Guichard F., L. Kergoat, C. M. Taylor, B. Cappelaere, M. Chong, J.-M. Cohard, **F. Couvreux**, C. Dione, A. Gounou, F. Lohou et M. Lothon, 2012 : Interactions entre surface et convection au Sahel. *La Météorologie*, n° Spécial AMMA, 25-32

Flamant C., F. Guichard, J. Van Baelen, O. Bock, **F. Couvreux**, D. Parsons, T. Weckwerth, J. Pelon, P. Drobinski, K. Lhomme, M. Guenzo, E. Doerflinger, 2003, The IHOP 2002 experiment : a field experiment on water vapour in the boundary layer. *La Météorologie*, n°43, 38-47.

II. Principaux résultats scientifiques

Dans ce volet scientifique de l'HDR, je souhaite, à partir de l'ensemble des travaux effectués depuis ma thèse, illustrer les principales utilisations possibles de simulations haute-résolution que ce soit pour la compréhension des processus, pour le développement de paramétrisations pour les modèles de plus grande échelle ou en appui à des observations. J'essaierai aussi de présenter les limites de ces simulations et les enjeux pour les années à venir.

Après une introduction qui rappellera ce qu'est la couche limite, pourquoi et comment on l'étudie, et comment on peut la représenter dans les modèles de climat ou de prévision numérique du temps, j'illustrerai l'utilisation des simulations haute-résolution pour la compréhension des processus de couche limite (partie II.2). Je montrerai ensuite comment ces simulations sont un outil particulièrement adapté pour le développement de paramétrisations (partie II.3). Je finirai par quelques conclusions et perspectives (partie II.4). Je n'aborderai donc pas dans ce manuscrit mes travaux concernant la plus grande échelle. Ces derniers comprennent :

- les travaux de caractérisation des nuages en Afrique de l'Ouest menés en collaboration avec Dominique Bouniol (Bouniol et al. 2012) et avec qui je co-encadre la thèse d'Elsa Bourgeois qui porte sur les nuages de mi-niveau. On a en effet montré que ces nuages ont un impact radiatif important aussi bien aux courtes et longues longueurs d'ondes.

- les travaux sur la variabilité intrasaisonnière de l'eau précipitable. Suite à mon séjour à Niamey pendant la campagne de 2006, j'ai analysé les excursions quasi-périodiques d'air humide vers le Nord sur le mois de Juin 2006 (Couvreux et al. 2010a) et montré leur lien avec les variations d'intensité de la dépression thermique. Dans la suite de ce travail, le stage de M2 et la thèse d'Emmanuel Poan a caractérisé la variabilité de l'eau précipitable montrant la prédominance des échelles inférieures à 10 jours en Afrique de l'Ouest, fortement reliées aux modulations induites par les ondes d'Est (Poan et al. 2013). L'eau précipitable permet de bien détecter ces ondes de façon robuste et en fait donc un indice adapté à la prévision courte et moyenne échéance. Emmanuel a ensuite déterminé les bilans de chaleur, d'humidité et de quantité de mouvement associés à ces ondes pour mieux comprendre les processus en jeu (Poan et al. 2015). Ces diagnostics sont d'ailleurs repris sur le site ISV, site de suivi temps réel de la variabilité intrasaisonnière de la mousson Ouest Africaine mis en place depuis 2011 à l'initiative de Jean-Philippe Lafore et auquel toute l'équipe MOANA contribue. On travaille actuellement, grâce aux séjours de différents prévisionnistes sénégalais à la prévisibilité par le modèle ECMWF de la variabilité de l'eau précipitable.

- les travaux sur les vagues de chaleur. Il s'agit là d'identifier les processus en jeu lors des vagues de chaleur sahélienne. Je m'occupe avec Romain Roehrig de définir et coordonner un cas d'étude pour intercomparer différents types de modèles : des modèles à aire limitée de résolution allant de 4 à 25 km et des modèles climatiques globaux. La période d'étude concerne le mois d'avril 2010 et plus particulièrement la période du 10 au 25 avril. Le choix de ce cas d'étude repose sur les études préliminaires de Mireille Tomasini qui a réalisé différentes simulations avec Méso-NH. Si on comprend assez bien les mécanismes à l'œuvre pour expliquer les périodes caractérisées par des températures minimales élevées, ceux à l'origine des périodes de températures maximales élevées restent encore à élucider. C'est dans ce cadre également que s'inscrivent les travaux de thèse de Jessica Barbier sur la caractérisation des vagues de chaleur. Jessica a mis au point un diagnostic permettant d'identifier les vagues de chaleur de 1950 à nos jours. Elle distingue un diagnostic basé sur la température maximale et un diagnostic basé sur la température minimale, identifiant ainsi deux types de vagues de chaleur. Enfin, similairement au site ISV, un site de suivi temps réel des vagues de chaleur, actif du 1^{er} Mars au 30 Juin, a été développé à MOANA depuis 2013 avec une forte contribution de

Florence Favot, Romain Roehrig. Pour ma part, j'ai mis au point des diagnostics à partir des SYNOPS² et des analyses et prévisions d'ECMWF et d'ARPEGE pour identifier et caractériser les vagues de chaleur.

II.1. Introduction

II.1.1. Pourquoi étudier la couche limite?

La couche limite (CL) correspond à la partie de l'atmosphère sans doute la mieux connue de part sa proximité de la surface qui la rend plus facile à observer, et aussi par le fait que ce sont ses caractéristiques qui contrôlent le milieu dans lequel on vit. Elle correspond à la partie de l'atmosphère directement influencée par la présence de la surface et répondant à ses forçages (i.e. le frottement, les échanges de chaleur et de vapeur d'eau, le relief,...) avec une échelle de temps inférieure à une heure (Stull 1988). Elle joue, en fait, le rôle de couche tampon entre la surface et la troposphère libre où s'effectue les **transferts de chaleur, d'humidité et de quantité de mouvement via notamment des processus turbulents**. Il est donc important de bien comprendre **les structures responsables de ce mélange vertical**. De nombreuses études, à partir d'observations et de modélisation, (e.g. LeMone (1973), Schmidt and Schumann (1989), Williams and Hacker (1992), Weckwerth et al. (1996), Weckwerth et al. (1997)) ont permis de caractériser les **structures cohérentes verticales** qui se développent dans les couches limites convectives. Il est également important de quantifier les **échanges qui ont lieu au sommet de la couche limite** souvent marqué par une variation importante des profils d'humidité et de température potentielle, c'est la 'hauteur de la couche limite'. Ce sommet correspond par exemple à la localisation de la base des cumulus. Enfin, la structure thermodynamique de la couche limite est cruciale pour le **développement de la convection humide** (e.g. Crook (1996) et Weckwerth(2000)).

La figure 1.1 présente l'évolution de la couche limite au-dessus d'une surface continentale. On y voit un cycle diurne important de sa hauteur qui est aussi associé à un cycle diurne important de la température. La couche limite est épaisse le jour, lorsque la température de la surface est plus chaude que la température de l'air ; elle peut atteindre plusieurs kilomètres. Des phénomènes convectifs, i.e. des mouvements verticaux créés par la flottabilité, s'y développent sous différentes structures d'échelle équivalente à la hauteur de la couche limite comme les thermiques (panaches ascendant d'air chaud ayant une taille similaire à la hauteur de la couche limite) et les intrusions d'air sec (panaches descendant d'air sec). Ce type d'organisation est caractéristique de la couche limite convective. La couche limite est plus fine (de l'ordre de quelques dizaines de mètres) la nuit, lorsque la température de la surface est plus froide que la température de l'air ; la turbulence y est souvent intermittente et des ondes s'y développent fréquemment : c'est la couche limite stable.

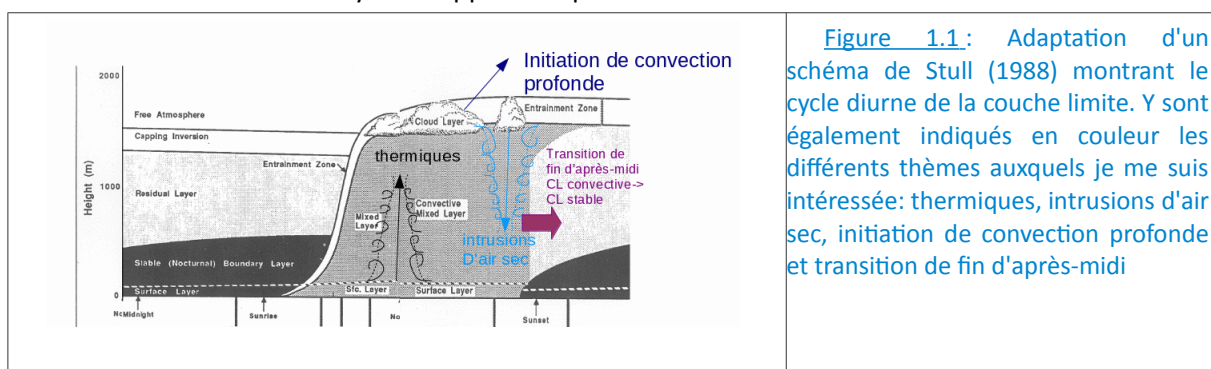


Figure 1.1: Adaptation d'un schéma de Stull (1988) montrant le cycle diurne de la couche limite. Y sont également indiqués en couleur les différents thèmes auxquels je me suis intéressée: thermiques, intrusions d'air sec, initiation de convection profonde et transition de fin d'après-midi

Des nuages, les cumulus, peuvent se développer lors de la phase convective. D'après Stull (1988), on peut séparer les cumulus en trois classes en fonction de leur dynamique les nuages forcés, actifs ou passifs. Les nuages forcés se forment au sommet des thermiques de CL et doivent leur existence à l'alimentation par les thermiques sous-jacents. Ils se forment dans la zone de flottabilité négative

² SYNOP : Données d'observations météorologiques issues des messages internationaux d'observation en surface circulant sur le système mondial de télécommunication

correspondant à l'overshoot des thermiques. Malgré la chaleur latente dégagée, ils ne deviennent pas flottants et n'atteignent jamais leur niveau de convection libre (LFC pour level of free convection). Les nuages actifs sont aussi initiés par les thermiques mais deviennent indépendants lorsqu'ils acquièrent une flottabilité positive et atteignent par définition leur LFC. Le temps de vie de ces nuages n'est plus lié aux thermiques mais à leur dynamique. Ils participent à un flux de matière de la CL vers la troposphère libre. Les nuages passifs correspondent aux nuages actifs qui cessent de soutirer de l'air à la CL. En général, leur base est diffuse. Les cumulus chapeautent donc (au moins dans leur forme active et forcée) les thermiques de la couche limite (Wilde et al. 1985). Les observations indiquent que les cumulus assèchent la couche sous-nuageuse dans les Tropiques et humidifient la zone d'inversion (Nitta and Esbensen 1974; Johnson and Lin 1997). Chaleur, humidité et quantité de mouvement sont transportées de la couche sous-nuageuse vers la couche nuageuse par les updrafts qui couvrent une relativement faible surface et forment les racines des cumulus (LeMone and Pennell 1976). La valeur de ces flux est déterminée par les interactions entre nuage et couche sous nuageuse.

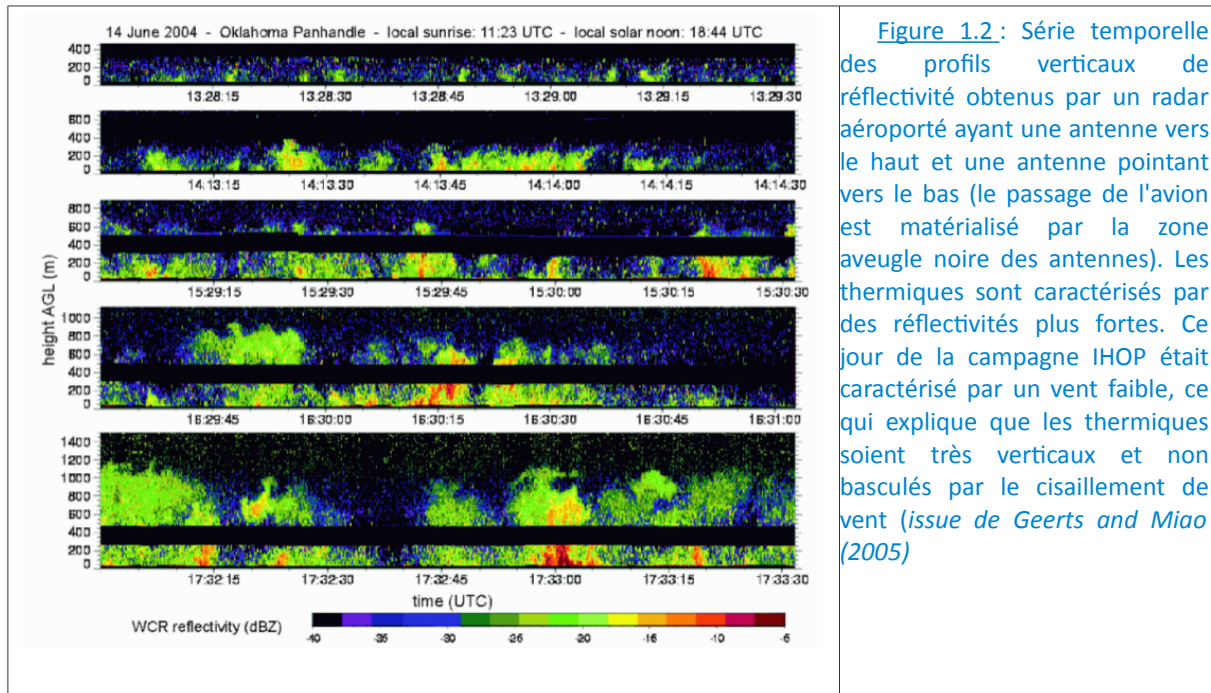


Figure 1.2: Série temporelle des profils verticaux de réflectivité obtenus par un radar aéroporté ayant une antenne vers le haut et une antenne pointant vers le bas (le passage de l'avion est matérialisé par la zone aveugle noire des antennes). Les thermiques sont caractérisés par des réflectivités plus fortes. Ce jour de la campagne IHOP était caractérisé par un vent faible, ce qui explique que les thermiques soient très verticaux et non basculés par le cisaillement de vent (issue de Geerts and Miao (2005))

Un autre type de nuages, les stratocumulus, est également associé à la couche limite. Ils ont en général une importante extension horizontale et sont associés à des forts gradients de température et d'humidité. On les trouve majoritairement au-dessus des zones d'upwelling sur les bords est des océans.

Depuis ma thèse, je me suis essentiellement intéressée aux couches limites convectives en caractérisant : i/ les structures cohérentes verticales : la figure 1.2 illustre le développement diurne des structures turbulentes de la couche limite observées par radar aéroporté, ii/ la variabilité thermodynamique à différentes échelles, iii/ les nuages de convection peu profonde qui s'y développent et iv/ son rôle pour l'initiation de la convection profonde. J'ai également étudié la transition de cette couche limite convective vers la couche limite stable qui a lieu en fin d'après-midi et je m'intéresse depuis peu aux couches limites stables.

Je résume ci-dessous les différents moyens d'étudier les processus de couche limite en séparant l'observation et la modélisation de cette couche limite.

II.1.2. Observations

La couche limite étant relativement accessible, elle est assez bien documentée par des observations. Il faut cependant distinguer les observations qui permettent de caractériser son état

moyen de celles qui permettent de caractériser la turbulence. On distingue deux grands types d'instruments:

- **les mesures in-situ** qui analysent directement les caractéristiques des masses d'air échantillonnées. Ces mesures peuvent être soit disposées sur des supports fixes (au sol ou sur un mât) soit portées par différents vecteurs (ballons, bateaux, avions..). Ces mesures in-situ sont effectuées par des instruments permettant de mesurer les variations lentes des paramètres (<1Hz) ou les variations rapides des paramètres météorologiques permettant alors d'accéder aux caractéristiques turbulentes. Les mesures in-situ au sol ou sur un mât sont les plus anciennes, les plus précises et les moins coûteuses mais elles sont limitées dans l'espace. On peut par exemple citer les observations obtenues dans les observatoires comme le SIRTA (Haeffelin et al. 2005), CBAUW ou le CRA (Centre de Recherches Atmosphériques à Lannemezan). Les vecteurs classiques d'instruments embarqués sont les avions ou les bateaux mais ces derniers présentent un coût élevé de mise en œuvre et ne sont donc utilisés que lors de campagnes de mesures dédiées. D'autres vecteurs couramment utilisés sont les ballons : on peut citer par exemple les radiosondages qui permettent de réaliser un profil vertical de toute la troposphère en une heure. Ces ballons utilisés depuis longtemps par Météo-France ont un coût non négligeable et on ne peut donc pas se permettre de lancer un ballon fréquemment. Pour permettre des échantillonnages plus fréquents de la couche limite, une équipe du CNRM (GMEI/4M) a développé un système de sondes portées par deux ballons qui permet de prédéfinir une altitude à laquelle le gros ballon sera lâché et la sonde redescend alors doucement (utilisant le petit ballon comme parachute) et réalisant ainsi un profil descendant dans la couche limite (Legain et al. 2013) avec un suivi GPS de sa position. La sonde peut alors être récupérée. Ce système a été testé pour la première fois pendant la campagne BLLAST et a montré son intérêt puisqu'il a permis de réaliser 62 sondages avec un taux de récupération de la sonde de 80% (Lothon et al. 2014). Un autre système développé par la même équipe a également été testé pendant BLLAST : il s'agit d'un ballon captif (attaché à un câble) embarquant une sonde permettant la mesure de flux turbulent (Canut et al. 2016). Récemment, l'utilisation de drones comme vecteurs d'instruments de mesures s'est généralisée. Durant BLLAST, toute une variété de drones a été déployée depuis des petits modèles tels le SUMO permettant de réaliser des profils verticaux de l'atmosphère jusqu'à 1.5km (Reuder et al. 2012) mais également des plus gros sur lesquels ont été installés des capteurs rapides pour mesurer les flux turbulents (Baserud et al. 2014) ou des caméras infrarouges (Garai et al. 2013). La mesure de flux turbulents et d'observations microphysiques (développement en cours au CNRM) est encore quelque chose de délicat par drones. Par contre, les drones commencent à être utilisés plus fréquemment pour obtenir un échantillonnage fréquent des profils moyens de couche limite, similaire aux sondages fréquents par ballons. Il nécessite aussi pour l'instant encore de nombreuses autorisations administratives avant d'être déployés à un endroit.

- **les mesures par télédétection active** qui permettent de caractériser une masse d'air à distance. Ces mesures se sont fortement développées et diversifiées au cours des 20 dernières années. Les instruments peuvent être placés au sol, embarqués sur un avion ou sur un satellite. Elles permettent d'observer un volume (structure verticale de tout ou partie de la couche limite, variations horizontales, volume 3D). Elles sont en général continues dans le temps mais sont cependant moins précises et plus délicates à interpréter que les mesures in-situ et sont donc très complémentaires. On peut citer les radars (onde électromagnétique), les lidars (onde lumineuse), les sodars (onde sonore) et les scintillomètres (qui détectent des changements de luminosité ou scintillation d'une onde électromagnétique à travers l'atmosphère et fournissent une information intégrée sur la variation de l'indice de réfraction de l'air le long du trajet entre l'émetteur et le récepteur). Ces instruments permettent de fournir des profils de vent et donc aussi de vitesse verticale dans les thermiques par exemple, de température potentielle, de vapeur d'eau. Parmi les premières observations qui ont ainsi fourni une caractérisation de la vitesse verticale de thermiques à partir d'observations de radar doppler, on peut citer les travaux de (Kropfli and Kohn 1978, figure 1.3). Plus récemment, Kollias et al. (2001; figure 1.3) ont analysé les vitesses verticales autour de cumulus. Les lidars Raman, qui observe la rétrodiffusion à une longueur d'onde différente de celle d'émission, rétrodiffusion liée à la concentration de la molécule, ici la vapeur d'eau, et lidars DIAL, Differential absorption lidar, qui

utilisent deux longueurs d'onde d'émission, une absorbée par le constituant à mesurer et l'autre très proche mais en dehors de la raie d'absorption (on déduit la concentration par le rapport des deux rétrodiffusions) permettent d'obtenir à haute fréquence des profils verticaux du rapport de mélange en vapeur d'eau (Wulfmeyer et al. 2016).

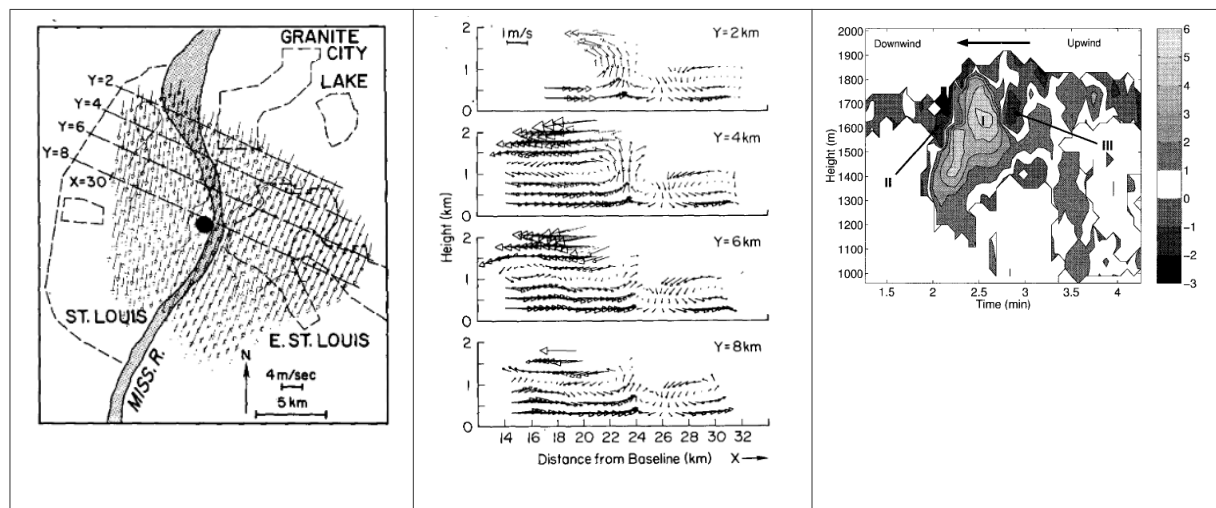


Figure 1.3 : Carte horizontale du vent à 800m d'altitude et coupes verticales selon différents y localisés sur la coupe horizontale ; la similitude des coupes espacées de 2km indique la présence de rouleaux (organisation en bande de thermiques)(Kropfli and Kohn 1978) Observations de vitesses verticales dans le nuage : I : updraft, II & III downdrafts (Kollias et al. 2001)

Moins d'observations de télédétection passive sont utilisées pour documenter la couche limite du fait notamment de leur résolution verticale bien plus lâche et moins directe. Relativement peu utilisées jusqu'à maintenant du fait de leur faible résolution horizontale et lié au fait que la couche limite est la dernière partie de l'atmosphère échantillonnée et que son signal peut souvent être pollué par l'impact de la surface, on peut cependant espérer des apports significatifs dans les prochaines années par les observations satellites. On peut par exemple citer les travaux de (Henken et al. 2015) qui ont montré que l'eau précipitable observée par le satellite MERIS détectait les rouleaux de couche limite comme l'atteste la prolongation de ces structures par des cumulus (Fig 1.4) et une validation par observations in-situ.

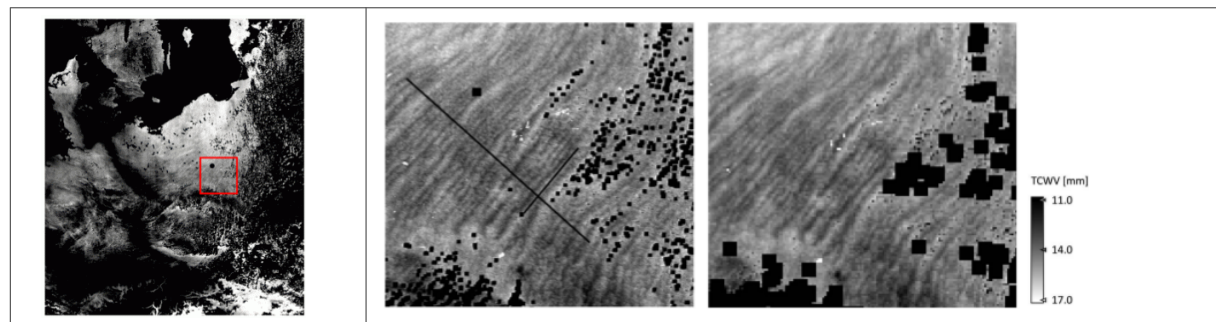


Figure 1.4 : Eau précipitable observée par le satellite MERIS : à gauche sur un grand domaine et au milieu et à droite sur le zoom du cadre rouge de la figure de gauche au centre à haute résolution (~250m) et à droite à basse résolution (~1km) ; les carrés noirs indiquent les zones nuageuses (Henken et al. 2015)

Le programme ARM (Atmospheric Radiation Measurement) qui a déployé un réseau d'observations sur le site des Grandes Plaines américaines (SGP, Oklahoma) ainsi que différentes stations autour du globe a permis une très bonne documentation dans différents environnements des caractéristiques de la couche limite et des nuages associés. Ce programme a d'ailleurs déployé une station mobile regroupant un radar nuage, un lidar, des observations de rayonnement, de flux de surface à Niamey pendant la campagne AMMA (Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine) en 2006 que j'ai largement utilisé dans mes travaux. Dans ce document, j'illustrerai quelques uns des travaux issus de ces observations. Chandra et al. (2010) ont analysé les mesures de vitesse doppler

(utilisant le signal fourni par les échos radars liés aux insectes considérés comme des scalaires passifs) des 2 premiers kilomètres de l'atmosphère en conditions de ciel clair ou avec cumulus acquises durant 4 étés consécutifs. Ils ont estimé les profils verticaux de vitesses verticales et de flux de masse et ont appliqué une analyse conditionnelle à leurs données pour séparer les updrafts des downdrafts. Ils confirment que les thermiques sont responsables de 80 % du transport turbulent. Chandra et al. (2013) ont traité 14 ans de données sur les Grandes Plaines Américaines et analysé les données dans les cumulus ; ils ont ainsi fourni une caractérisation des caractéristiques géométriques et dynamiques de ces nuages.

Les sites ARM et notamment le site ARM SGP sont, à mon avis, sous-exploités par la communauté française. La combinaison d'un grand nombre d'instruments complémentaires permet de mieux contraindre les informations sur les structures de couche limite et les nuages associés et le pré-traitement des observations, réalisé par ARM pour la communauté, rend ces données plus faciles d'accès. D'autre part, elles sont disponibles sur une longue période permettant des études statistiques. Ces données pourraient dans un premier temps être utilisées pour identifier des biais récurrents des modèles grande échelle (utilisés en mode Transpos-AMIP ou zoomé-guidé sur ces sites) et d'identifier des cas d'études pertinents pour analyser en mode 1D ces biais. Cette méthodologie permettrait de développer de nouveaux cas 1D complémentaires des cas développés à partir de campagne de mesures qui sont souvent choisis par un critère sur la disponibilité et la qualité des observations.

On peut encore progresser dans la compréhension de la croissance des cumulus via une combinaison fine et rigoureuse d'un ensemble d'observations. Bennett et al. (2010) ont par exemple croisé tout un ensemble d'observations radar (radar aéroporté du type de la figure 2, radar au sol) et des observations in-situ avion durant la campagne IHOP pour aboutir à une très fine caractérisation des structures de couche limite.

De mon côté, j'ai utilisé différents types d'observations pour valider les simulations: des radiosondages, des stations de flux, des mesures sur des mâts instrumentés, des mesures de turbulence aéroportées, des observations lidars et radars, ... Ces observations avaient la plupart du temps été pré-traitées par des collaborateurs. Les discussions avec ces personnes sont importantes car il est nécessaire de bien maîtriser : i/les limites des observations : par exemple, un lidar nuage va être fortement atténué par la présence d'un nuage et la détection du sommet du nuage sera donc difficile et ii/les hypothèses que l'on peut faire lorsqu'on a accès via les observations qu'à des observations partielles de la variable d'intérêt comme par exemple le lidar vent qui permet d'accéder à la variance de la vitesse verticale alors qu'on cherche une estimation de l'énergie cinétique turbulente. La comparaison aux observations est une étape clé pour s'assurer que les simulations sont réalistes même si elles restent idéalisées de par la nature de leur configuration. Les simulations d'un autre côté peuvent également aider à l'interprétation des observations comme on l'a fait pour mieux comprendre le rôle des structures turbulentes sur le calcul du flux turbulent dans l'atmosphère à partir d'observations avions (Lothon et al. 2007). Je reviendrais sur mon utilisation des observations à travers ce document.

II.1.3. Modélisation

Concernant la modélisation, on peut séparer les outils en deux grands types :

les **simulations explicites** permettent de résoudre explicitement les processus étudiés ; la résolution de telles simulations va dépendre de l'objet étudié : kilométrique pour la convection profonde, décimétrique pour la couche limite convective, métrique pour la couche limite stable. Le principal défaut de ces simulations est leur coût de calcul, leur principal avantage la possibilité de détailler les processus grâce à l'ensemble disponible de champs tri-dimensionnels variant temporellement. Les simulations LES (simulations des Grands Tourbillons, en anglais Large-Eddy Simulations, LES) constituent mon outil de prédilection et sont présentées plus en détail juste en dessous.

les **simulations paramétrées** sont réalisées à des résolutions telles qu'il est nécessaire de prendre en compte l'effet des processus sous-maille via des paramétrisations. Dans ces paramétrisations, il s'agit de décrire de manière simplifiée l'effet des processus sous-maille sur les variables résolues. Je reviens dans la section II.1.3.2 sur une présentation des différentes manières de paramétrer la turbulence de couche limite dans les modèles. Ces simulations peuvent être globales, sur des domaines limités ou encore en 1D. Dans ce dernier cas, il s'agit de modéliser une colonne de l'atmosphère qui intègre le même ensemble de paramétrisations que dans une simulation 3D. L'avantage d'un tel cadre est qu'exactement les mêmes forçages peuvent être utilisés pour les simulations 1D et les LES, on reviendra par la suite sur ce cadre de travail que j'ai particulièrement utilisé.

II.1.3.1. Les simulations explicites ou LES

Cette partie a été inspirée en partie du chapitre de livre rédigé dans le cadre du projet EUCLIPSE avec Françoise Guichard (Guichard, F. and Couvreur, F., *submitted*, 2017) et d'un article de synthèse sur les LES martiennes (Spiga et al. 2017).

II.1.3.1.1. définition

Il s'agit d'une simulation où l'essentiel des structures turbulentes sont résolues : Pope (2000) indique que 80 % de l'énergie doit être résolue. Cependant la turbulence de petite échelle, la microphysique et éventuellement les processus radiatifs restent paramétrées. Dans ces simulations, les équations de la dynamique des fluides sont intégrées sur un domaine à aire limitée avec des grilles de l'ordre de la dizaine de mètres permettant de résoudre les plus gros tourbillons responsables de l'essentiel du transport vertical dans la couche limite. Ces simulations s'opposent aux DNS (Direct Numerical Simulations) qui utilisent une résolution plus petite que le plus petit tourbillon attendu (en général centimétrique) où il n'est donc plus nécessaire d'avoir une paramétrisation pour la turbulence de petite échelle.

Dans une simulation LES, les équations de Navier-Stokes sont intégrées spatialement et temporellement en faisant l'hypothèse anélastique (ce qui suppose que les fluctuations de pression s'équilibrent très rapidement et sont négligeables devant les variations de température). Les simulations utilisées par la suite reposent en général sur l'hypothèse d'un fluide incompressible, utilisant pour la densité un profil de référence sauf pour le calcul de la flottabilité. La simulation couvre un domaine limité spatialement (en général < 100km) et temporellement (en général < 24h). A ces échelles, de fortes fluctuations de la vitesse verticale peuvent avoir lieu et une équation prognostique pour la vitesse verticale est utilisée. Les variables diffèrent d'un modèle à un autre mais elles incluent généralement les trois composantes du vent, une variable liée à la température (souvent la température potentielle liquide) et des variables liées à la quantité d'eau sous différentes formes (vapeur, eau liquide, eau glace, pluie, neige et graupel, le nombre d'états représentés dépend du schéma microphysique utilisé). Ces simulations supposent aussi qu'on peut séparer les échelles entre (i) les grandes échelles qui contiennent l'essentiel de l'énergie, sont dépendantes des conditions environnementales et sont ici résolues et (ii) les petites échelles qui sont supposées plus universelles et sont paramétrées.

Le domaine doit être suffisamment grand pour contenir au moins plusieurs objets d'études sur l'horizontal. Les simulations utilisées par la suite ont donc des domaines et résolutions variables selon l'objet d'étude depuis des domaines de $1 \times 1 \times 1 \text{ km}^3$ avec des résolutions de quelques mètres pour les cas stables où des gradients verticaux de température limitent l'échelle des tourbillons à quelques mètres jusqu'à des domaines de $100 \times 100 \times 20 \text{ km}^3$ avec des résolutions de $\Delta x = 200 \text{ m}$ et une grille verticale étirée afin d'avoir des mailles verticales plus fines près de la surface ($\Delta z = 20 \text{ m}$) et plus lâches en altitude ($\Delta z = 250 \text{ m}$) pour les cas d'initiation de convection profonde.

Ces simulations fournissent alors des champs qui respectent les équations de la mécanique des fluide, variant temporellement et spatialement (4D) des différentes variables prognostiques: la

température, les rapports de mélange de vapeur, d'eau nuageuse et d'eau précipitante, le vent et éventuellement les concentrations de traceur. Ces informations à la fois sur la dynamique et la thermodynamique permettent la compréhension des processus à l'œuvre et l'obtention d'un ensemble de diagnostics.

Depuis une vingtaine d'années, elles sont de plus en plus utilisées pour les études de couche limite sèche ou nuageuse et ont été considérablement évaluées par rapport aux observations pour les couches limites en ciel clair (Schmidt and Schumann (1989) ; Schumann and Moeng (1991); Moeng and Sullivan (1994); Couvreur et al. (2005)), pour les couches limites avec cumulus (Siebesma and Jonker (2000); Neggers et al. (2003), Heus and Jonker (2008), among others) et pour les cas de stratocumulus (Stevens et al. (2005), Wang and Feingold (2009)).

II.1.3.1.2. Représentation des processus sous-maille

Dans ces simulations, où l'essentiel des structures est résolu explicitement, les processus sous-maille qui doivent encore être paramétrés sont la turbulence, la microphysique et le rayonnement.

Pour la turbulence, il s'agit de représenter l'effet des petits tourbillons. Souvent, cette turbulence est supposée isotrope et restreinte à l'intervalle inertiel (i.e. la zone dans laquelle les tourbillons se divisent tous de la même manière quelle que soit leur échelle, tant qu'elle n'est ni trop petite, sinon il faut tenir compte de la viscosité et donc de la dissipation, ni trop grande car les grands tourbillons dépendent de la géométrie de l'écoulement). Selon les modèles, différentes paramétrisations de la turbulence peuvent être utilisées d'ordre plus ou moins complexe. Il s'agit en général de paramétrisations locales qui expriment les flux turbulents en fonction des gradients locaux tels que

$$\overline{u_i' a'} = -K \frac{\partial \bar{a}}{\partial x_i}$$

avec u_i la composante selon x_i de la vitesse, a' la perturbation d'un paramètre a par rapport à la moyenne \bar{a} et K le coefficient de diffusivité turbulente. Le coefficient de diffusivité turbulente est (i) soit calculé comme le produit d'une longueur caractéristique au carré et d'un gradient vertical de vent (Smagorinsky 1963) en supposant un équilibre entre les termes de production d'énergie cinétique turbulente et les termes de destruction (ii) soit exprimé en fonction de l'énergie cinétique turbulente (Deardorff 1970), elle-même résolue prognostiquement avec une paramétrisation de la longueur de mélange comme introduit par Redelsperger and Sommeria (1981) [cf section II.1.3.2 pour plus de détail sur les paramétrisations de la turbulence]. Mais des schémas différents peuvent être utilisés tels le schéma de Chung and Matheou (2014) qui utilise une description des champs sous-maille basé sur une décomposition via un ensemble de vortex étirés (utilisant la structure de vortex spiralé de Lundgren) et une dépendance à la stabilité. Ce dernier permet de tenir compte de l'anisotropie des mouvements non-résolus en conditions stables et ne suppose pas que les flux sont nécessairement alignés avec le gradient résolu.

Si on considère des couches limites sèches ou non nuageuse, il n'est pas nécessaire de représenter la microphysique, i. e. les processus de changement de phase. Pour la représentation des cumulus non précipitant, au lieu de tenir compte d'une représentation explicite des processus microphysiques, un simple ajustement thermodynamique pour calculer les processus de condensation et d'évaporation est utilisé. On suppose alors que dès que la saturation est atteinte il y a condensation et formation d'eau liquide (ce qui suppose qu'on n'est pas limité en nombre de noyaux de condensation). En général, cela repose sur l'hypothèse du tout-ou-rien i.e. que les mailles sont soit saturées soit insaturées et une fraction nuageuse sous-maille n'est pas autorisée ; cependant Sommeria and Deardorff (1977) ont souligné que même avec des mailles de l'ordre de 50 m, l'hypothèse de tout-ou-rien est assez grossière, ce qui a ensuite été confirmé via des observations par Sommeria and LeMone (1978). Ils ont alors proposé de calculer une fraction nuageuse de la maille via la représentation de distributions gaussiennes du déficit de saturation (dépendant de la température potentielle liquide et du rapport de mélange en eau totale). Pour les cumulus précipitant et les stratocumulus, une microphysique chaude est souvent considérée afin de tenir compte des processus menant à la formation de précipitation ; cette paramétrisation microphysique permet aussi d'estimer les propriétés optiques des particules nuageuses et les rétroactions sur les variables

thermodynamiques du fait des changements de phase. On considère alors deux variables pronostiques supplémentaires, le rapport de mélange d'eau liquide et le rapport de mélange de pluie et on cherche à représenter les processus de coalescence tels l'auto-conversion, l'accrétion (permettant la formation de gouttes de pluie depuis des gouttelettes d'eau nuageuse), les processus de breakup (permettant la transformation inverse) et de sédimentation (vitesse de chute des hydrométéores). Il s'agit aussi de résoudre l'ensemble des particules qui composent les nuages et les précipitations couvrant des échelles allant de quelques microns (gouttelettes d'eau) à quelques millimètres (gouttelettes de pluie). La plupart du temps, on utilise des schémas *bulk* qui supposent la distribution en taille des particules (contrairement aux schémas *bin* qui résolvent explicitement cette distribution mais qui ont un fort coût de calcul numérique). Au sein des schémas *bulk*, on distingue les schémas à 1 moment qui utilisent uniquement des équations pronostiques pour les rapports de mélange qui correspondent au moment d'ordre 3 de la distribution par opposition aux schémas à 2 moments qui ajoutent des équations pronostiques pour la concentration du nombre de particules (moment d'ordre 0 de la distribution) donnant ainsi accès à la taille moyenne des gouttes (sans faire de relation a priori entre la masse des hydrométéores et leur diamètre). Ces derniers permettent une représentation plus souple de la distribution et une meilleure représentation de la sédimentation car on a une information sur la taille moyenne des particules. Ils ont souvent été introduits pour la représentation de la bruine. En effet, l'information sur le rayon des hydrométéores est particulièrement importante pour l'initiation des précipitation via les processus de collision (Seifert and Beheng 2006). Si l'on veut pouvoir représenter les interactions entre nuages et aérosols, cela nécessite l'utilisation de schémas à deux moments car on a besoin de résoudre explicitement le nombre de particules nuageuses (Vie et al. 2016). Enfin, pour les nuages froids (convection profonde ou nuages mixtes), il est alors nécessaire d'ajouter la prise en compte de la glace, la neige et la neige roulée (graupel en anglais) et on doit tenir compte d'un nombre plus important de processus microphysiques tels la fonte, le givrage, la déposition, l'agrégation, ... Il existe une multitude de schémas microphysiques dont certains cherchent à mieux représenter le continuum entre les différents hydrométéores mais je ne rentrerai pas dans le détail ici.

Pour la prise en compte des processus près de la surface, différentes conditions de surface allant du plus simple au plus complexe peuvent être utilisées: i/ en prescrivant les flux de chaleur sensible et de chaleur latente à la surface, ii/ en prescrivant une valeur (pour des cas océaniques) ou une évolution temporelle de la température de surface et en utilisant un schéma de surface pour résoudre le bilan d'énergie et calculer les échanges avec l'atmosphère par des formulations simples ou iii/ en représentant complètement la surface avec un modèle à plusieurs couches résolvant le bilan d'énergie du sol et de la première couche de l'atmosphère.

Pour le rayonnement, souvent dans les simulations de la couche limite sèche ou en présence de cumulus, il n'y a pas à proprement parlé de schéma de rayonnement activé mais les flux de chaleur sensible et de chaleur latente, qui résultent du bilan radiatif, sont prescrits à la surface. On néglige alors les taux de chauffage radiatif dans l'atmosphère, en considérant qu'ils sont typiquement de plus petite amplitude que les processus convectifs. Si on veut cependant tenir compte du chauffage radiatif, on peut imposer des taux de chauffage pré-calculés qui varient dans le temps. Pour les cas de stratocumulus, le rayonnement et son interaction avec le nuage doivent être pris en compte puisque le refroidissement radiatif au sommet des nuages est un des forçages clés de la dynamique des stratocumulus. Dans ce cas, une paramétrisation du rayonnement est utilisée qui fait l'hypothèse de plan-parallèle ; cette hypothèse néglige la variabilité horizontale des propriétés optiques au sein d'une maille et suppose que le rayonnement se fait qu'au sein d'une colonne négligeant tout échange avec les colonnes voisines. C'est une hypothèse très forte surtout pour la représentation des cumulus où il a été montré que les effets 3D n'étaient pas négligeables (Marshak and Davis 2006).

II.1.3.1.3. Initialisation, conditions aux bords et forçages de grande échelle

Pour initialiser la simulation, on prescrit en général des profils verticaux des variables pronostiques (vent, température et humidité) qui peuvent être issus d'un radiosondage ou d'analyses atmosphériques. En général, le même profil vertical est appliqué de manière homogène pour toutes les colonnes verticales qui composent le domaine, il n'y a donc pas de variabilité spatiale. Pour initialiser la turbulence dans ces conditions homogènes, on ajoute souvent une perturbation. Dans les simulations LES, classiquement, on ajoute une perturbation de la température potentielle au premier niveau du modèle via un bruit blanc d'écart-type égal à 0.1 K. Un temps est nécessaire pour qu'une turbulence réaliste se développe, on parle de spin-up. Cette durée est cependant relativement courte dans une couche limite convective, de l'ordre de moins d'une heure, au-dessus d'une surface continentale (du fait du fort cycle diurne) ou de l'ordre de l'heure ou quelques heures au-dessus d'une surface océanique.

En général, les simulations LES utilisent des conditions cycliques (*i.e.* tout ce qui sort d'un côté du domaine, re-entre par le côté opposé) interdisant par construction la prise en compte de gradients horizontaux sur le domaine. Ces conditions supposent aussi la représentation d'un domaine infiniment périodique et sont donc particulièrement adaptées à la représentation d'un phénomène convectif de relativement grande ampleur mais ayant un pattern régulier, comme des cumulus d'échelles de l'ordre du kilomètre mais qui s'étendent sur des centaines de kilomètres. On simule alors qu'un domaine limité de l'ordre de 10 km mais qui peut être vu comme une partie d'un domaine homogène bien plus grand. Par conservation de la masse ($\frac{\partial w}{\partial z} = -\left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}\right) = 0$), ces conditions imposent également que la moyenne horizontale de la vitesse verticale soit nulle. On peut cependant imposer une vitesse verticale de grande échelle qui sera imposée identiquement sur chacune des mailles verticales.

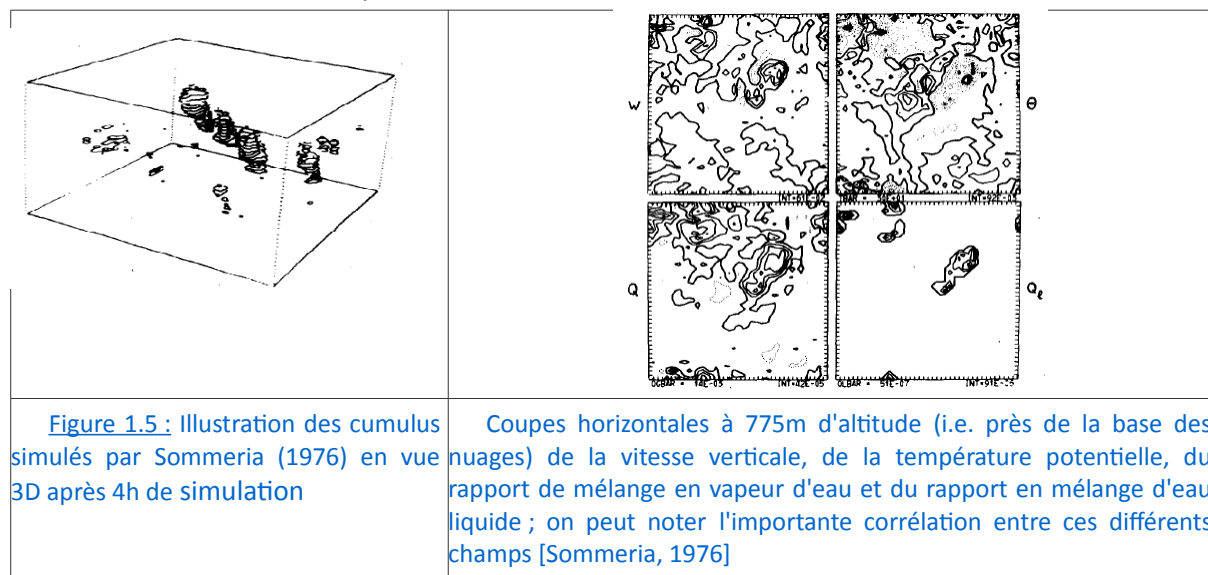
Aux limites inférieure et supérieure du domaine, on considère en général que la vitesse verticale est nulle et une couche éponge (de un à quelques kilomètres) est souvent introduite au sommet du domaine pour atténuer la réflexion des ondes par le toit du domaine. A la surface, on considère la plupart du temps une surface plane et on prescrit souvent les flux de surface (cf paramétrisation de la surface) ou la température de surface.

Malgré les conditions précédentes, on peut cependant tenir compte d'un forçage de grande échelle (qui peut par exemple exprimer l'impact d'un gradient de plus grande échelle via des termes d'advection), ce forçage sera cependant appliqué de manière identique à chaque colonne du domaine. On peut ainsi tenir compte d'une advection horizontale, d'une advection verticale (qui peut être calculée directement en tendance ou via la prescription d'une vitesse verticale de grande échelle utilisant le gradient moyen de la simulation pour calculer la tendance liée à l'advection verticale) pour la température, le rapport de mélange en vapeur d'eau ou pour le vent. Pour la température, on peut également tenir compte via ces forçages d'une tendance radiative. Enfin pour le vent, on peut également rajouter un forçage géostrophique (qui ne peut être représenté en l'absence de gradients horizontaux de pression) ou réaliser un rappel vers des profils de vent. Le deuxième choix est souvent privilégié du fait de la difficulté à définir les gradients horizontaux de pression et les tendances liées à l'advection horizontale du vent. On utilise souvent un temps de relaxation proche de 2h qui inclut donc aussi l'accélération de Coriolis. Les erreurs liées à la définition du forçage peuvent être déterminées dans des études d'intercomparaison car de telles erreurs, dépendantes du set-up, doivent être proches ou identiques entre toutes les simulations LES.

II.1.3.1.4. Historique de leur utilisation

Par soucis de concision, on ne cite ici que quelques travaux historiques concernant les LES. Lilly (1962) présente sans doute la première simulation de convection thermique en 2D assez idéalisée.

Les premières simulations LES, semblables à ce qu'on utilise maintenant, remontent au début des années 70, avec un modèle développé par (Deardorff 1972a) et testé d'abord pour la simulation d'une couche limite convective sèche, i.e. sans nuages, observée au dessus de l'Australie (cas Wangara) par Deardorff (1974). Cette première simulation couvrait un domaine de $5 \times 5 \times 2 \text{ km}^3$ avec une résolution de 125 m sur l'horizontal et 50 m sur la verticale pendant 7h. Elle a permis d'analyser les flux turbulents de chaleur, d'humidité et de quantité de mouvement. Ce cas a servi de référence dans les développements de modèles LES comme par exemple le modèle développé au NCAR par Moeng (1984). Le modèle de Deardorff a ensuite été modifié en introduisant une paramétrisation des processus de condensation et d'évaporation et en ajoutant une équation prognostique pour le rapport de mélange en eau liquide pour simuler des cumulus d'alizés par Sommeria (1976). Cette simulation couvrait alors un domaine de $2 \times 2 \times 2 \text{ km}^3$ avec une résolution de 50 m dans les 3 directions pendant 5h et est illustrée sur la figure 1.5. On peut y voir un ensemble de nuages d'épaisseurs différentes simulés. A la base du nuage, les zones nuageuses sont caractérisées par des vitesses verticales ascendantes, des zones plus humides et plus froides que l'environnement. Les conditions initiales correspondaient à des profils verticaux des conditions thermodynamiques fournies par un radiosondage et une température de surface était prescrite à la surface. Le modèle tenait également compte du rayonnement infrarouge et d'un forçage de grande échelle. Dans cette simulation, un état d'équilibre était atteint au bout d'une heure. Cette étude pionnière a également souligné l'importante variabilité des flux de chaleur et d'humidité dans la couche nuageuse et la présence de subsidence en bord de nuages. Cette simulation a ensuite été comparée à des observations (Sommeria and LeMone 1978) en analysant notamment les variances de différentes variables, montrant un bon accord sauf pour les termes faisant intervenir l'humidité.



Deardorff (1980) a également simulé un cas de couche limite continentale surmontée de stratocumulus. Il a en particulier analysé le rôle du refroidissement radiatif au sommet du nuage via un ensemble de tests de sensibilité incluant notamment une couche limite sèche surmontée d'une couche de fumée et de stratocumulus n'interagissant pas avec le rayonnement. Il conclut sur la particulière importance de la résolution verticale du fort gradient vertical de température au sommet du nuage.

Ensuite, de nombreuses études ont eu lieu avec des LES permettant d'analyser les structures turbulentes dans la couche limite, les échanges ayant lieu au sommet de la couche limite et les nuages associés. On peut citer les travaux de Moeng and Sullivan (1994) qui ont comparé les caractéristiques turbulentes dans un cas sans et avec cisaillement de vent et la modification des différents termes du bilan d'énergie cinétique turbulente.

Plus tard, Wyant et al. (1997) proposent d'utiliser des simulations 2D sur 10 jours avec une résolution relativement fine (50 m sur l'horizontal et 25 m sur la verticale) pour représenter la

transition d'un régime de stratocumulus vers un régime de cumulus au-dessus d'une SST³ variable dans le temps, une première façon d'avoir une approche lagrangienne.

En terme de numérique, Raasch and Schroter (2001) ont réalisé les premières simulations sur des calculateurs massivement parallèles avec une mémoire distribuée. Ces travaux ont ouvert la voie à des simulations plus longues et sur de plus grands domaines permettant d'aborder de nouvelles questions telles l'organisation à méso-échelle, la transition de régime ou la simulation sur une journée entière d'une zone océanique tropicale sur un domaine de 200x200 km² avec une résolution de 100m (Khairoutdinov et al. 2009) montrant des structures nuageuses très semblables aux images satellites. De même, Schalkwijk et al. (2012) et (Schalkwijk et al. 2015b) ont réalisé des simulations LES utilisant les cartes graphique (GPU) des ordinateurs. Associés à ces développements, ils ont également développé un outil permettant de visualiser la simulation, de l'analyser ou de modifier certains forçages ou profils en temps réel (Heus et al. 2009). Ils ont ainsi pu réaliser une simulation de 1 an sur Cabauw au Pays Bas (Schalkwijk et al. 2015a). Le tableau ci-dessous recense les principales caractéristiques des simulations LES mentionnées précédemment.

Référence	Taille (km3)	Résolution (m)	Durée	Rayonnement	Microphysique chaude	Microphysique froide	Environnement
Deardorff (1972)	4x2x1	100x100x50	Qqs h	Non	Non	Non	CL convective sèche
Sommeria (1976)	2x2x2	50x50x50	5h	Simplifié	Oui	Non	Cu océanique
Wyant et al (1997)	4x3 (2D)	50x25	10 jours	Oui (2-stream scheme)	Oui	Non	Scu-> Cu océanique
Bryan et al (2003)	300x60x18	125x125x125	3h	Non	Oui	Non	Ligne de grain
Khairoutdinov (2006)	154x154x25	100x100x[50-100-250]	6h	Non	Oui	Oui	LBA (continental)
Raasch and Schroter (2001)	3.2x3.2x1.5	[2-100]x[2-100]x10	qqh	Oui	Oui	Non	Scu océanique (ASTEX)
Khairoutdinov (2009)	205x205x27	100x100x[50-100]	1 jour	Non	Oui	Oui	GATE (océanique)
Sullivan and Patton (2011)	5,1x5,1x2	5x5x2	~4h	Non	Non	Non	Idealized, constant flux
Schalkwijk et al (2015)	25x25x13 4.8x4.8x3.6	100x100x[30 120] 25x25x[8-40]	1 an	Non (Tend_rad)	Oui	Non	Moyennes latitudes continental

Tableau 1.1 : taille, résolution, durée, paramétrisations et environnement des différentes simulations citées dans l'historique

II.1.3.1.5 Avantages et limites

Je termine ici ce chapitre en essayant de lister les principaux avantages et limites de telles simulations. Le principal avantage est la résolution explicite des structures cohérentes qui sont responsables de 80 à 90 % du transport d'énergie dans la couche limite. Plusieurs travaux sur lesquels je reviendrai par la suite, ont démontré le réalisme de telles simulations concernant à la fois les structures cohérentes de couche limite mais aussi les nuages associées. Du fait de la résolution explicite des structures énergétiques, les résultats sont relativement peu dépendants des paramétrisations. Ces simulations fournissent des champs 4D (spatio-temporels) d'un ensemble de variables cohérentes entre elles (vérifiant toutes les équations de la mécanique des fluides) à partir desquels on peut : i/analyser tout un ensemble de processus, ii/aider à l'interprétation d'observations ou compléter des observations de campagnes de terrain, iii/ guider le développement de méthode de télédétection et de paramétrisations pour des modèles de plus grande échelle via des diagnostics de paramètres difficilement mesurables ou encore iv/servir de laboratoire numérique. Comme le cadre de simulation est bien défini, on peut également réaliser tout une batterie de tests de sensibilité. Concernant l'utilisation des LES pour le guidage du développement de paramétrisations, le

³SST= Sea surface température pour température de surface de la mer

set-up⁴ d'une LES (conditions initiales, de surface, forçages de grande échelle) peut être utilisé exactement de la même façon pour des simulations uni-colonne de modèles paramétrés. Cette comparaison uni-colonne/LES fait partie d'une méthodologie décrite par Randall et al. (1996) qui est de plus en plus utilisée lors du développement de paramétrisations de la couche limite convective et des nuages de convection peu profonde (Siebesma and Cuijpers 1995 ; Hourdin et al. 2013), notamment dans le cadre du programme GCSS⁵ (Browning et al. 1993).

Les principales limites de ces simulations que je reprendrai par la suite apparaissent lorsque les champs de ces simulations qu'on souhaite étudier deviennent dépendant aux paramétrisations sous-maille (turbulence, microphysique, rayonnement) ou à la résolution. Normalement, on recherche une certaine convergence au-delà d'une résolution: i.e. si l'on raffine la résolution on s'attend à obtenir en moyenne les mêmes résultats. Sullivan and Patton (2011) ont montré que les moments d'ordre 2 convergeaient dès une résolution de 20m pour une simulation d'une couche limite convective sur un domaine de 5 km de côté. Par contre, pour les moments d'ordre 3, une résolution de 10 m était nécessaire. Bien sûr, comme toute simulation, les choix réalisés sur le set-up (initialisation, forçage, conditions aux bords, taille du domaine) doivent être gardés en tête lorsqu'on analyse les sorties. Il y a aussi toujours un compromis entre taille du domaine et résolution, imposé par les capacités de calcul. Enfin, par définition, les conditions cycliques empêchent la prise en compte de tout gradient horizontal rendant plus compliqué la prise en compte de variabilité de méso-échelle des flux de surface et d'un relief même si cela a déjà été réalisé, par exemple avec Méso-NH (travaux sur écoulement de pente au LEGI, C Brun).

II.1.3.2. Comment représenter les processus de couche limite dans les simulations d'échelle supérieure au kilomètre?

Cette partie a été inspirée en partie du cours de couche limite que j'ai dispensé aux étudiants de master 2, du papier d'intercomparaison des schémas en flux de masse (Angevine et al, revised), et de l'habilitation à diriger des recherches de Frédéric Hourdin.

Il existe deux grands types de représentation de la couche limite dans les modèles de grande échelle. La première approche suppose que la turbulence est essentiellement locale et la deuxième cherche à représenter une turbulence non-locale. Mentionnons aussi les approches bulk qui représentent la couche limite par une seule couche, soit dans son ensemble, c'est le 'mixed-layer model' proposé par Tennekes (1973) qui a été très souvent utilisé. Un joli travail sur le rôle de l'entraînement basé sur ce modèle a été présenté par Zhu and Albrecht (2002). Je montrerai à la fin de la section II.2, un travail, réalisé par Chiel Van Heerwaarden lors de son séjour de quelques mois à MOANA, utilisant un tel modèle.

II.1.3.2.1. Schéma en diffusion turbulente

A partir du moment où on cherche à résoudre la couche limite sur plusieurs niveaux verticaux, on cherche à obtenir les flux turbulents sur ces niveaux. Il faut alors faire une hypothèse de fermeture pour exprimer ces flux turbulents en fonction des paramètres moyens. On peut trier les schémas en fonction de leur complexité, une revue assez exhaustive des différentes méthodes pour de tels schémas a été réalisée par Holt and Raman (1988). Je reprends ici quelques points clés. La première approche développée pour représenter le transport vertical turbulent dans la couche limite a été proposée par Boussinesq (1877) et est basée sur une analogie avec la diffusion moléculaire et suppose que le flux vertical d'une quantité $\langle w'X' \rangle$ soit le produit du gradient vertical de cette quantité et d'un coefficient de diffusion turbulente, K : $\overline{w'X'} = -K \frac{\partial X}{\partial z}$. On parle alors de schéma avec une fermeture d'ordre 1⁶. Ce coefficient est de l'ordre de 1-50 m²s⁻¹. Il est caractéristique de

⁴Ensemble de conditions permettant de définir le cadre d'une simulation: conditions initiales, conditions aux bords et forçages de grande échelle

⁵GCSS= GEWEX (Global Energy and Water Cycle Experiment) Cloud System Study

⁶L'ordre des fermetures turbulentes fait référence au plus haut moment prédit pronostiquement (ordre 1 si uniquement équations pronostiques des moyennes, ordre 1.5 si équations pronostiques

l'écoulement et non du fluide et varie à priori spatialement et temporellement. La plupart du temps, les coefficients pour le flux d'humidité sont supposés identiques aux coefficients pour le flux de chaleur. Il reste alors à déterminer ce coefficient de diffusion. On peut séparer les paramétrisations en deux groupes, en fonction de si oui ou non le coefficient de diffusion dépend d'une longueur de mélange.

La plus simple et plus ancienne approche consiste à prescrire un profil vertical de K . Dans le modèle de Ekman (1905), par exemple, K est supposé constant, hypothèse qui ne représente cependant pas très bien les profils observés dans la couche limite. Une approche plus réaliste consiste à prescrire un profil analytique dépendant de l'altitude et éventuellement également de la stabilité (Deardorff 1966 ; Deardorff 1972b). La principale limite de cette approche est que l'altitude et la stabilité ne permettent souvent pas de résumer les caractéristiques du flux turbulent.

La deuxième approche consiste à faire dépendre le coefficient de diffusion K d'une longueur de mélange. Par analogie avec la théorie de la cinétique des gaz, Prandtl (1925) a proposé de l'exprimer comme le produit d'une échelle caractéristique de longueur et d'une vitesse. Souvent, l'échelle caractéristique utilisée découle du fait que la taille moyenne des tourbillons est limitée par la distance au sol et Blackadar (1962) a donc proposé que $l \sim k.z$ près du sol et qu'elle tende vers une valeur constante plus haut : $l = \frac{kz}{1+(kz)/\lambda}$. La force de ces formulations est d'expliquer le profil logarithmique du vent. Cependant elles ne permettent pas de représenter des flux à contre-gradient et notamment le flux de chaleur positif observé dans le 2^e tiers de la couche limite en présence d'un gradient pratiquement nul voire légèrement positif.

Pour palier à cette dernière déficience, certains auteurs ont proposé d'introduire un terme de contre gradient dans la formulation, soit constant (Deardorff 1972b) soit variable avec l'altitude (Troen and Mahrt (1986), Holtslag and Boville (1993)). Une telle approche est utilisée dans le modèle HadGEM du Met-Office où le coefficient de diffusion est fonction du nombre de Richardson local et où un contre-gradient fixé à 1 K/km est utilisé. Une autre approche a également consisté à calculer une longueur de mélange qui tienne compte des effets non-locaux comme proposé par Bougeault and Lacarrere (1989) où la longueur de mélange est calculée comme la distance que peut parcourir une particule d'un niveau donné étant donné l'énergie cinétique turbulente de ce niveau et le profil de stabilité. Séverine Tomas, dans sa thèse, a proposé d'introduire dans le terme de contre gradient la contribution des moments d'ordre 3 via l'utilisation de LES pour diagnostiquer des lois de similitudes pour les moments d'ordre 3 (Tomas and Masson 2006).

Des schémas avec une fermeture d'ordre supérieure permettent d'obtenir une formulation plus physique des coefficient de diffusion. Il s'agit des schéma d'ordre 1.5, proposé initialement par Mellor and Yamada (1974) où une équation d'évolution de l'énergie cinétique turbulente est ajoutée et K est alors exprimé comme le produit d'une longueur de mélange et la racine carrée de l'énergie cinétique turbulente. C'est également le cas dans la paramétrisation de Méso-NH (Cuxart et al. 2000).

II.1.3.2.2. Schéma Eddy-Diffusivity-Mass-Flux

Une autre solution pour représenter les flux à contre gradient est de représenter explicitement les structures turbulentes qui sont responsables de ce transport non-local. Plusieurs formulations ont été envisagées comme la définition d'une matrice de transilience qui décrit explicitement les échanges individuels entre les différents niveaux verticaux de la couche limite convective (Stull (1984); Pleim and Chang (1992)). Chatfield and Brost (1987) ont été les premiers à proposer de combiner deux paramétrisations, une paramétrisation basée sur un schéma en eddy-diffusivité pour représenter le transport local effectué par les petits tourbillons et un schéma en flux de masse (utilisé jusqu'alors pour représenter les cumulus ou la convection profonde) pour représenter le transport non-local effectué par les structures cohérentes de la couche limite. Ce cadre a été utilisé par Hourdin et al.

des moyennes plus une équation pronostique d'une variance comme la tke par exemple, ordre 2 si équations pronostiques des moyennes et de toutes les variances...)

(2002) et Siebesma et al. (2007) pour proposer une paramétrisation de la couche limite sèche et a donné naissance au concept EDMF pour Eddy-Diffusivity Mass Flux.

Tous les schémas basés sur ce concept EDMF proposent de représenter les thermiques soit par un thermique générique représentant l'effet moyen des thermiques (par exemple Hourdin et al., 2002), soit par plusieurs thermiques, deux (un sec et un nuageux) (Neggers et al. 2009, cf Fig 1.5) ou tout un ensemble de thermiques (Neggers 2015). Ces schémas représentent tous, les thermiques depuis la surface, comme illustré dans la figure 1.6, s'affranchissant donc de définir un moment d'apparition des cumulus (déclenchement de la convection peu profonde) et de formuler le flux entrant à la base des nuages.

Un schéma en flux de masse se base sur l'hypothèse que les flux peuvent s'écrire sous la forme suivante : $\overline{w' \varphi'} = M_u (\varphi_u - \bar{\varphi})$ qui se base sur une représentation 'top-hat' (i.e. avec une valeur pour le thermique moyen et une valeur pour l'environnement, négligeant donc la variabilité inter et intra-thermiques ainsi que la variabilité au sein de l'environnement) du thermique (ou du nuage) avec M_u , le flux de masse de l'updraft moyen, φ_u la valeur moyenne de φ dans les updrafts et $\bar{\varphi}$ la valeur moyenne sur le domaine de φ (supposée égale à la valeur de l'environnement car la fraction des updrafts est supposée faible). Cette hypothèse semble valide au moins à la base des nuages ensuite la variabilité intra-élément peut devenir importante (Neggers et al. 2002). L'évolution des propriétés de l'updraft avec l'altitude dépend du flux de masse et des taux d'échange avec l'environnement. Tous ces concepts sont difficiles à valider avec les observations, il est alors nécessaire de définir des diagnostics orientés vers les paramétrisations, permettant de faire le lien.

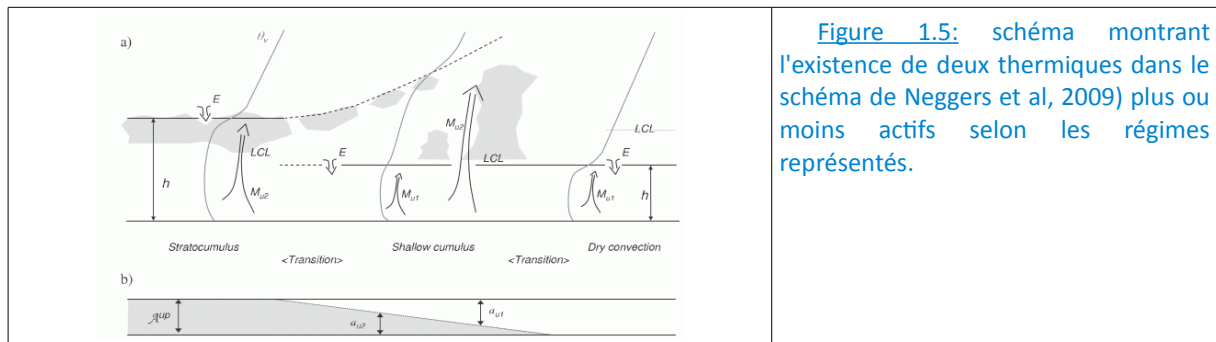


Figure 1.5: schéma montrant l'existence de deux thermiques dans le schéma de Neggers et al, 2009) plus ou moins actifs selon les régimes représentés.

Les schémas en flux de masse reposent sur un certain nombre d'équations communes listées ci-dessous :

- une équation pour l'évolution verticale du flux de masse des thermiques

$$\frac{1}{M} \frac{\partial M}{\partial z} = \epsilon - \delta$$

avec M le flux de masse des thermiques, ϵ le taux d'entraînement latéral et δ le taux de déentraînement latéral. Ces taux représentent le mélange d'air entre les thermiques et l'environnement. Leurs formulations varient fortement d'un schéma à un autre et les résultats y sont très sensibles. Certaines proposent des valeurs constantes, d'autres introduisent une dépendance géométrique ou une formulation dépendante de certaines variables comme la flottabilité (Tableau 1.2 ci-dessous). Il n'existe pas vraiment de processus unique correspondant à ces variables, leur mesure est impossible mais certains travaux essaient de les estimer à partir de combinaison d'observations. Nous avons par la suite proposé un diagnostic permettant de contraindre ces taux d'échange entre le nuage et l'environnement à partir de l'analyse des simulations LES.

- une équation pour l'évolution verticale de la vitesse verticale des thermiques

$$w_u \frac{\partial w_u}{\partial z} = -f(\epsilon) w_u^2 + a \frac{g(\theta_{vu} - \bar{\theta}_v)}{\bar{\theta}_v}$$

où $f(\epsilon)$ varie d'un schéma à un autre avec souvent $f(\epsilon)=b\epsilon$.

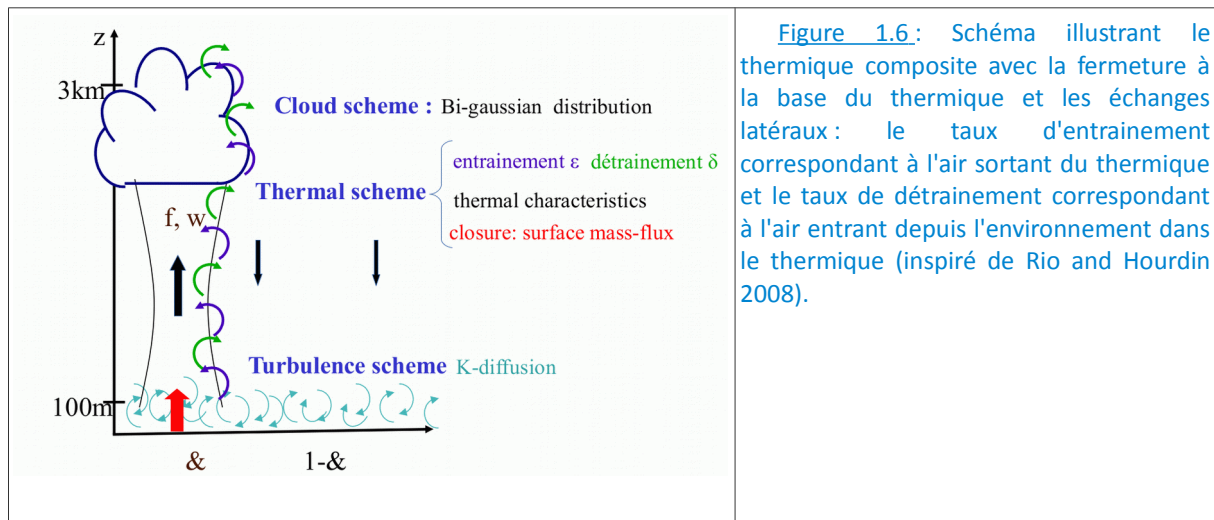


Figure 1.6: Schéma illustrant le thermique composite avec la fermeture à la base du thermique et les échanges latéraux : le taux d'entraînement correspondant à l'air sortant du thermique et le taux de déentraînement correspondant à l'air entrant depuis l'environnement dans le thermique (inspiré de Rio and Hourdin 2008).

de Roode et al. (2012) ont diagnostiqué les différents coefficients de cette équation à partir d'une analyse du bilan de la vitesse verticale dans des simulations LES. Sherwood et al. (2013) Romps and Charn (2015) ont également utilisé un tracking des thermiques et diagnostiqué leur vitesse verticale et les différents termes agissant sur le bilan de la vitesse verticale. Ces deux travaux soulignent l'importance des termes de pression, remettant cependant en cause la manière de représenter le frottement des thermiques. La vitesse verticale doit être initialisée à la base des thermiques, elle est la plupart du temps prise égale à 0 mais peut aussi être exprimée en fonction de l'énergie cinétique turbulente (Pergaud et al. 2009) ou en fonction du vent horizontal (par conservation de quantité de mouvement, Hourdin et al. 2002).

- une équation pour l'évolution verticale des autres caractéristiques des thermiques

$$\frac{\partial \psi_u}{\partial z} = -\epsilon(\psi_u - \Psi)$$

où Ψ_u correspond à toute caractéristique thermodynamique (température potentielle, rapport de mélange) des thermiques et Ψ celle résolue sur la maille. Cette équation s'applique la plupart du temps aussi pour les composantes horizontales du vent même si certains schémas introduisent un terme supplémentaire pour tenir compte de l'effet des perturbations de pression. Les caractéristiques thermodynamiques doivent aussi être initialisées à la base des thermiques. La plupart du temps elles sont égales aux variables de la maille ou fonction du flux de surface.

Les schémas diffèrent par un certain nombre d'aspects listés dans le tableau ci-dessous :

Schémas	Type de ED	Longueur de mélange (ED)	Variables MF	Initialisation	Entraînement/ Déentraînement
Rio and Hourdin (2008)	tke	$l=f(kz)$ Blackadar	θ, qt, u, v	$Mu=f(v,\delta\theta/\delta z)$;	$\epsilon=f(B/w^2)$; $\delta=f(B/w^2)$
Pergaud et al. (2009)	Tke	Bougeault et Lacarrère 1989	θ, qt, u, v	$\theta = f(\langle ql \rangle, w'q')$, $qt = f(\langle qt \rangle, w'qt')$, $wu = \sqrt{2/3 * tke}$	comme RH08 en sec, buoyancy-sorting dans le nuage
Angevine (2005 ; 2010)	Total energy	$1/z, N, f$	θ, qt, u, v, TE	$Mu = w^*$; $wu = w^*$; grid variables	$\epsilon = \text{constant}$; $\delta = 0.002 + f(z)$
Hurley (2007)	Tke, taux de dissipation	Déduit des équations de tke et taux de dissipation	$\theta, qt, ql, tke, u, v$	$\theta = f(\langle ql \rangle, w'q')$, $qt = f(\langle qt \rangle, w'qt')$, $wu = 0$	Dépendance géométrique
Suselj et al.	tke	$Kz, \tau * tke^{0.5}$,	θ, qt	$w \sim w^*$	$\epsilon = \text{constant}$ sous le nuage, stochastique

(2013)		$\tau_{ke}^{0.5}/N$	multiples updrafts	$\theta \sim w' \theta' / w^*$ $q \sim w' q' / w'$ $a=0.04$	dedans δ conservation de la masse ($a=cste$)
--------	--	---------------------	--------------------	---	--

Tableau 1.2 : Liste des caractéristiques des différents schémas EDMF

Selon les schémas, l'aire couverte par les thermiques est variable et déduite de l'équation du flux de masse et de celle de la vitesse verticale ou alors prescrite et on peut alors s'affranchir d'une équation pour le flux de masse.

Il faut ensuite déterminer l'intensité du transport effectué par les thermiques, c'est ce qu'on appelle la fermeture du schéma qui exprime le flux de masse à la base du thermique. Selon les cas, il est fonction de la convergence de masse dans la couche de surface (Hourdin et al. 2002) ou proportionnel à la vitesse verticale caractéristique (Pergaud et al. 2009).

Enfin, le schéma de diffusion turbulente et le schéma en flux de masse peuvent soit fonctionner de manière complètement indépendante soit être couplés. Par exemple, dans Pergaud et al. (2009), le schéma en flux de masse fournit un terme de flottabilité qui correspond à un terme source dans l'équation prognostique de l'énergie cinétique turbulente du schéma de diffusion turbulente.

II.1.3.2.3. Autres schémas

Il existe d'autres schémas de couche limite de complexité supérieure ou similaire. On peut citer le travail de Canuto et al. (2001) qui propose des schémas basés sur la résolution des équations d'évolution des moments d'ordre supérieur. (Lappen and Randall 2001a) ont relié les caractéristiques des termes d'un schéma en flux de masse à des équations d'évolution des moments d'ordre supérieur en faisant des hypothèses sur les distributions jointes de certaines variables. Golaz et al. (2002) proposent aussi de fermer les équations des moments d'ordre supérieur en intégrant une distribution jointe de la vitesse verticale, la température et l'humidité sans faire appel à un concept de flux de masse.

Dans cette introduction, j'ai montré que la couche limite était une partie de l'atmosphère particulièrement importante puisque c'est là que s'effectuent les transferts de chaleur, d'humidité et de quantité de mouvement entre la surface et l'atmosphère. Un moyen utile pour comprendre les processus à l'œuvre dans la couche limite sont les simulations haute résolution, je vais dans la suite d'abord illustrer l'apport de telles simulations pour la compréhension des processus de couche limite (partie II.2). Je montrerai ensuite comment ces simulations sont un outil particulièrement adapté pour le développement de paramétrisations (partie II.3).

II.2. Étude des processus de couche limite: simulations explicites et autres méthodologies

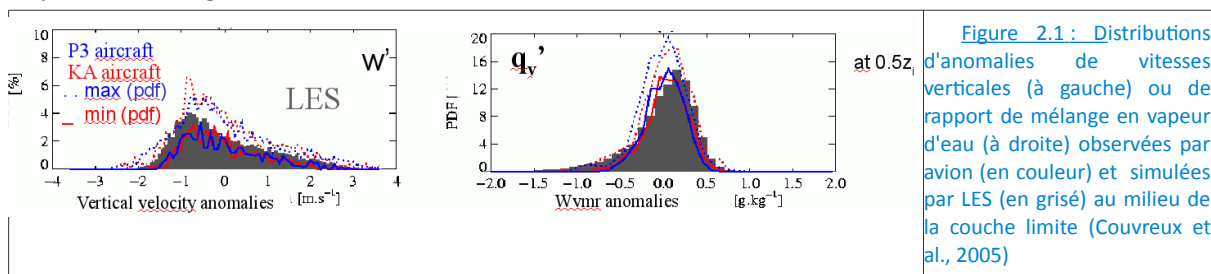
Dans cette section, je souhaite illustrer comment les simulations LES peuvent servir à améliorer notre compréhension des processus de couche limite. Je présenterai d'abord les travaux de validation des simulations LES à partir des observations ou via les intercomparaisons à d'autres simulations LES. Dans un deuxième temps, je synthétiserai mes activités autour de la compréhension des processus de couche limite sèche et avec cumulus. Puis, je traiterai des travaux portant sur l'initiation de la convection. J'aborderai en fin de chapitre quelques résultats obtenus à partir d'autres outils de modélisation plus simples mais complémentaires sur les régimes de couche limite.

II.2.1. Validation des simulations LES

II.2.1.1. Apport des observations

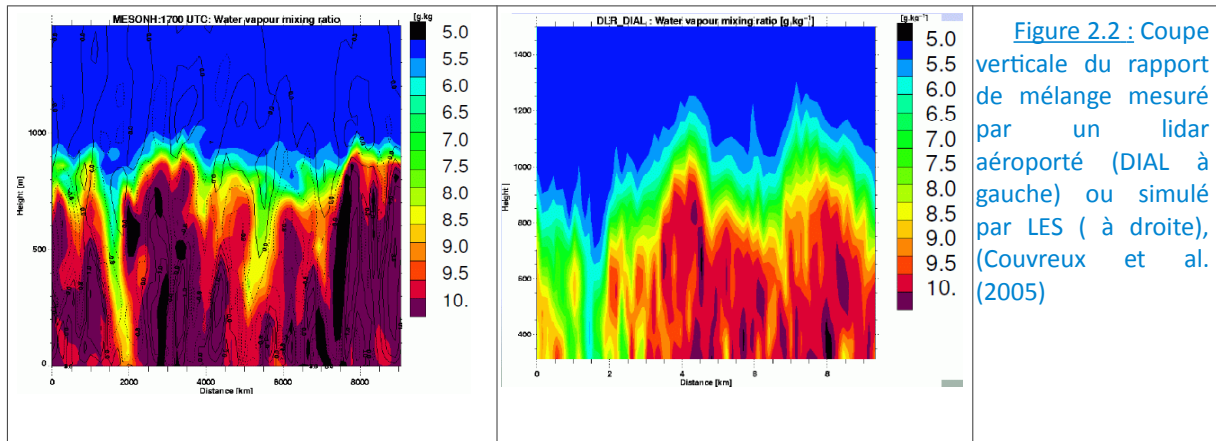
Comme indiqué dans l'introduction, les simulations LES, au moins dans les configurations dans lesquelles je les utilise, sont simplifiées dans le sens où elles ne peuvent pas reproduire de gradients horizontaux et traduisent de manière statistique sur le domaine un état de la turbulence. On ne peut donc pas réaliser de comparaison point à point avec des observations. Cependant, parce qu'elles contiennent également des paramétrisations sous maille (turbulence, rayonnement, microphysique) il est donc nécessaire de les valider et j'ai toujours eu à cœur d'essayer de valider au mieux les simulations LES, une phase importante pour démontrer le potentiel de telles simulations. Dans la plupart des cas, le set-up des simulations LES a été déterminé afin de reproduire au mieux les conditions observées lors de campagnes de mesure en prenant donc un soin particulier pour définir les forçages de grande échelle, les conditions initiales et les forçages à la surface. En général, une partie des observations de campagnes sont utilisées pour définir le set-up de la simulation LES et une autre partie utilisée pour valider les simulations. Dans cette section, je souhaite illustrer les différentes observations qui peuvent servir à valider les simulations LES.

Lors des campagnes de mesures, différentes observations sont à notre disposition pour évaluer différents aspects de la simulation. A partir des radiosondages, on peut avoir une contrainte sur les profils verticaux moyens des variables thermodynamiques, ce qui permet de valider d'une certaine manière la définition des forçages de grande échelle. A partir des vols avions avec mesures turbulentes, on peut valider la variabilité horizontale dans la couche limite en estimant les moments turbulents (flux et variance de différentes variables). On peut aussi évaluer les distributions des fluctuations turbulentes (Couvreur et al. 2005; Garcia-Carreras et al. 2015) sur un niveau horizontal (Fig 2.1). Elles permettent de mettre en évidence des structures cohérentes de la couche limite qui sont bien reproduites par les simulations LES avec une assymétrie⁷ positive pour les distributions de vitesses verticales liée à l'existence des thermiques couvrant de relativement faible surface avec des vitesses ascendantes fortes et une assymétrie négative pour les distributions de rapport de mélange en vapeur d'eau liée à l'existence d'intrusion d'air sec depuis la zone d'entraînement dans la couche limite (Couvreur et al. 2007). De telles intrusions sont identifiables sur des observations de lidar vapeur d'eau (Fig 2.2) et ont été observées au Sahel (Canut et al. 2012).

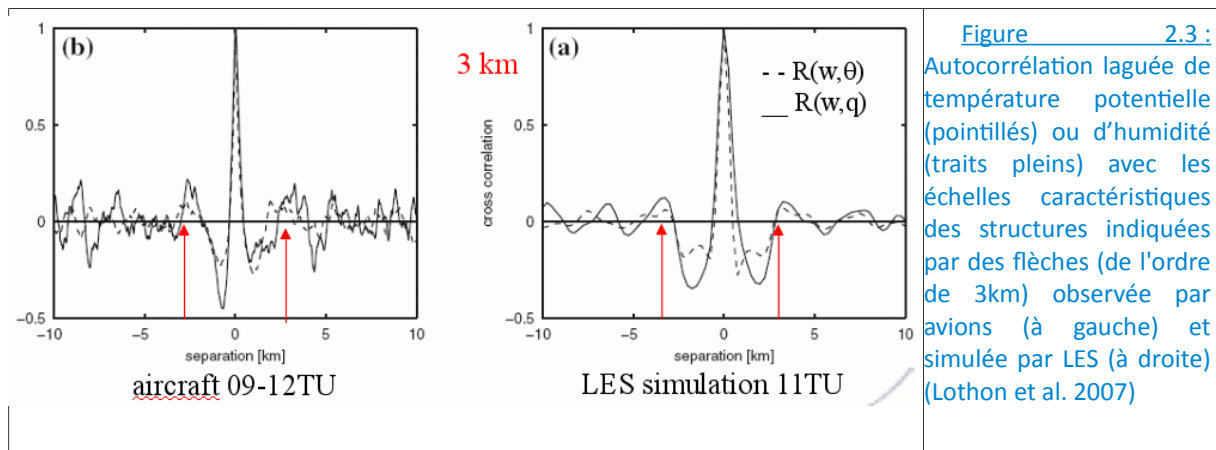


⁷Assymétrie ou skewness permet de quantifier l'assymétrie d'une distribution et correspond au moment d'ordre 3 normalisé par le moment d'ordre 2

Sur les simulations au Sahel, Canut et al. (2012) et Garcia-Carreras et al. (2015) montrent que dans la couche limite les observations avions tendent à prévoir plus de valeurs proches de 0 m/s dans la couche limite que dans la simulation LES. Il faudrait comprendre l'origine de cette différence; un tel pic n'apparaissait pas dans les observations de la campagne IHOP. Enfin, pour caractériser l'organisation à méso-échelle dans la couche limite on peut calculer des longueurs caractéristiques à partir d'autocorrélation liguée dans les observations avions et les simulations LES (Lothon et al. 2007, Fig 2.3). Il faut cependant être prudent et tenir compte du biais induit par une comparaison 1D/2D.



Concernant les caractéristiques nuageuses, on peut évaluer la reproduction de l'altitude de la base des nuages souvent fortement corrélée au sommet de la couche limite (comme illustré sur la figure 2.4). Mais on peut de manière un peu moins directe extraire des informations des satellites géostationnaires qui permettent d'échantillonner (toutes les 15 min) les caractéristiques nuageuses (résolution qqs kms). On peut ainsi en déduire une estimation de l'occurrence de nuages de couche limite et de nuages plus profonds (comme illustré sur la figure 2.4) où les étoiles noires indiquent l'occurrence de nuages à partir de l'analyse d'images visibles de MSG⁸ et les étoiles grises indiquent l'estimation du sommet des nuages (via le profil de température) déduit des images infrarouges de MSG. La télédétection active (combinaison lidar/radar) permet aussi d'obtenir la base et le sommet du nuage en un point donné.

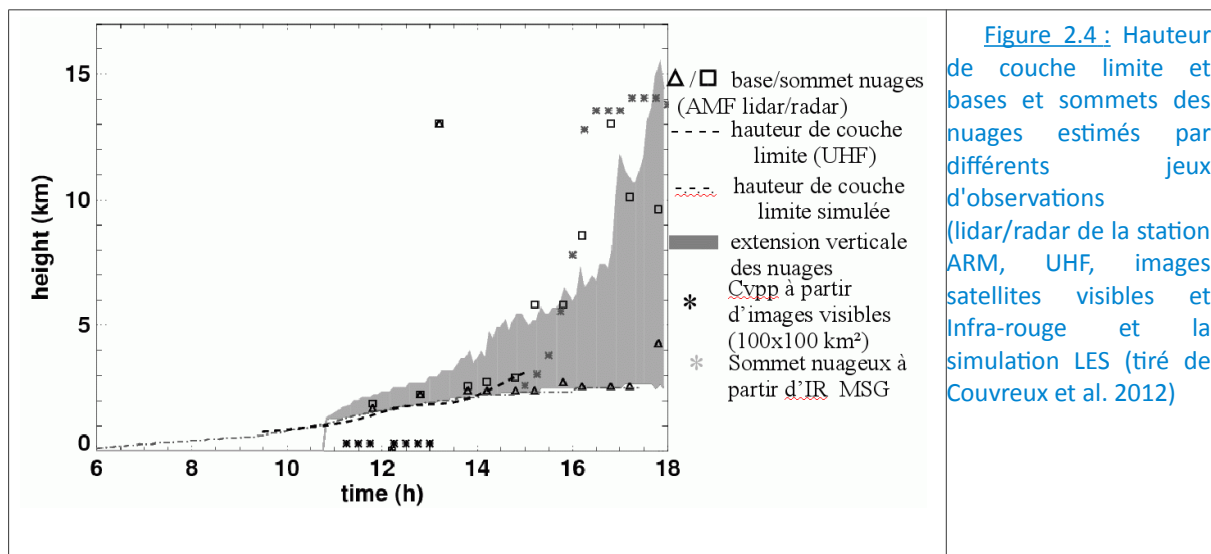


De manière générale, parce que les simulations ne tiennent pas compte d'une surface réaliste, ni d'aucun gradient horizontal, on ne peut pas co-localiser les observations dans les simulations LES mais on cherche à représenter statistiquement une évolution cohérente, des champs moyens sur le domaine similaire et également une turbulence de même intensité et avec les mêmes échelles caractéristiques.

⁸MSG : MeteoSat Seconde Génération : satellite géostationnaire placé au-dessus de l'Afrique de l'Ouest

Des travaux antérieurs ont montré que ces simulations représentaient correctement le transport de scalaires, i.e. toute propriété qui peut être transportée passivement comme les polluants par exemple (Siebesma and Cuijpers 1995), les propriétés statistiques des nuages et notamment leur distribution en taille (Neggers et al. 2003), l'impact de la concentration en aérosols sur le contrôle de l'organisation présente à méso-échelle (Wang and Feingold 2009), les structures nuageuses et leur circulation associée avec notamment les fines descentes présentes sur le bord des cumulus (Jonker et al. 2008).

Pour aller plus loin dans la validation des simulations LES, plutôt que de nouveaux instruments la combinaison d'observations comme utilisée par Bennett et al. (2010) pour décrire au mieux les structures turbulentes paraît une approche intéressante. D'autre part, les drones vont sans doute devenir de plus en plus utilisés dans les campagnes de mesures car il s'agit d'un support très adapté aux études de la couche limite, déjà pour fournir de multiples profils verticaux comme lors de la campagne BLLAST (cf partie II.2.2.3) mais aussi pour mesurer des fluctuations turbulentes ou estimer des caractéristiques nuageuses. Comme indiqué dans l'introduction, avec une résolution de plus en plus fine des satellites, on peut aussi espérer prochainement utiliser ces observations pour caractériser les structures turbulentes de la couche limite et leur caractéristiques thermodynamiques.



II.2.1.2. Apport des intercomparaisons de LES

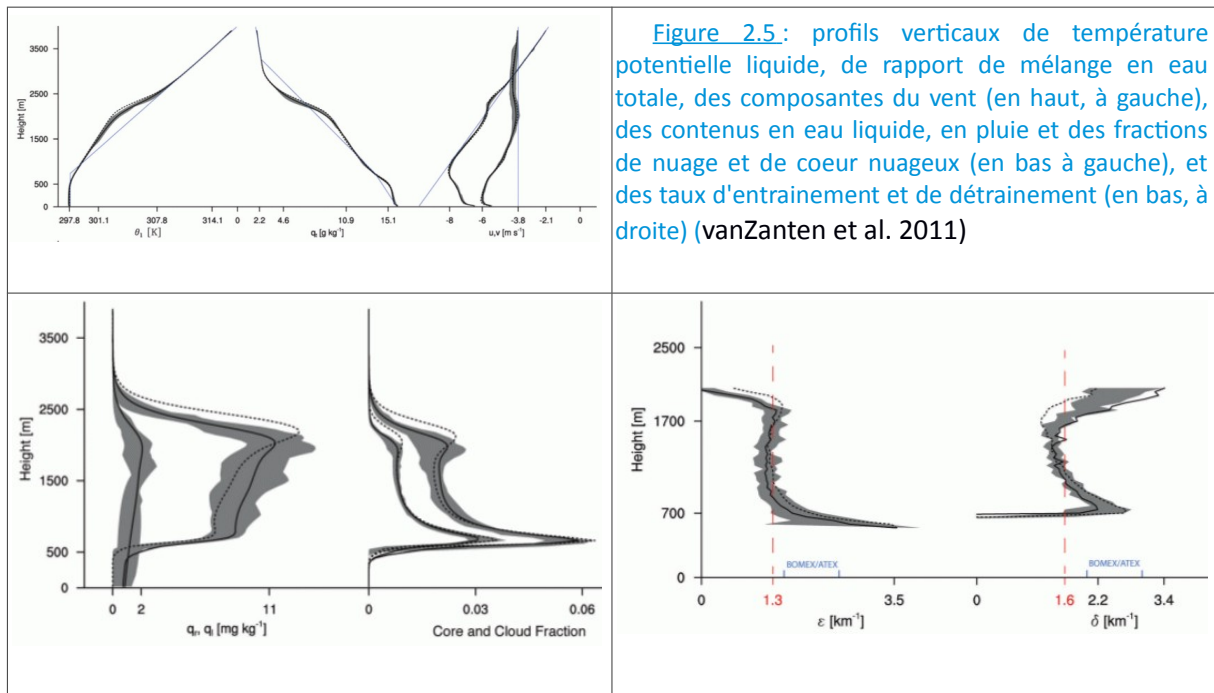
Une autre manière d'apporter un regard critique sur les simulations LES provient des exercices d'intercomparaison de ces simulations qui se sont multipliés ces dernières années notamment dans le cadre de GCSS⁹. Il s'agit d'un cadre de travail qui propose le développement de cas d'études bien définis et centrés sur certaines questions scientifiques afin d'explorer le comportement de différents types de modèles (Randall et al. 2003). C'est dans ce cadre que se sont développées les comparaisons de modèles 1D versus LES sur lesquelles nous reviendront dans la partie suivante. Ces exercices fournissent par la variabilité des résultats obtenus à partir de différentes simulations LES une estimation de la confiance qu'on peut en avoir. Si le biais par rapport aux observations est similaire dans toutes les simulations, cela suggère une erreur dans la définition du cas (mauvaise estimation du forçage de grande échelle, des conditions initiales).

Nous avons particulièrement utilisé deux cas d'intercomparaison qui sont le cas ARM (Brown et al. 2002; développement de cumulus continentaux sur le site ARM des Grandes Plaines américaines) et le cas BOMEX (Siebesma et al. 2003; cumulus d'alizés océaniques non précipitant). MésoNH n'a participé qu'à posteriori à ces exercices et montre des résultats très similaires aux autres modèles LES (8 pour ARM et 10 pour BOMEX).

Pour ma part, j'ai participé à l'exercice d'intercomparaison RICO avec le modèle Méso-NH en 2006. Il s'agissait d'un cas de cumulus d'alizés océaniques précipitant. L'objectif de cette intercomparaison était d'évaluer la différence liée aux schémas microphysiques utilisés dans les LES avec trois types de

⁹GCSS : GEWEX (Global Energy and Water Experiment) Cloud System Studies

schémas différents, des schémas à 1 moment, des schémas à 2 moments et des schémas bin (vanZanten et al. 2011). Comme dans la plupart des cas d'étude, les profils initiaux sont issus des profils obtenus par radiosondages (ici issus d'un composite obtenu à partir de 20 jours d'une période non perturbée) et les forçages de grande échelle (advection horizontale de température et d'humidité, tendance radiative et subsidence) sont déduits d'une simulation de méso-échelle. Les conditions à la surface correspondent à une température de surface de la mer et les flux de surface sont calculés pour toutes les simulations LES à partir de la même formule simplifiée (coefficient de transfert prescrit). Les simulations durent 24h pour permettre à l'équilibre de se mettre en place. Au total, 12 simulations LES ont participé à cet exercice. Si les simulations s'accordent sur un certain nombre de caractéristiques telles les profils verticaux des variables conservatives, la fraction nuageuse, la base des nuages, les taux d'entraînement et de déentraînement (Fig 2.5), on peut noter de grandes différences au sommet des nuages (en terme de fraction nuageuse et de contenu en eau liquide) et dans les taux de pluie prévus par les simulations (Fig 2.6). La comparaison aux observations n'a cependant pas permis de déterminer un meilleur comportement pour un type de schéma microphysique donné.



Dans le cadre de collaborations avec le Laboratoire d'Aérogologie (Clara Darbieu et Fabienne Lohou) et l'Université de Wageningen (Chiel Van Heerwaarden), nous avons également intercomparé le modèle Méso-NH et le modèle LES du NCAR sur deux cas (IHOP et BLLAST) ainsi que ces deux derniers modèles et le modèle hollandais DALES sur un cas observé à Cabauw avec une surface interactive. Relativement peu de modèles LES possèdent un schéma de surface permettant d'étudier les interactions ayant lieu avec la surface à ces échelles. Dans ces trois modèles, le schéma de surface est très proche des schémas utilisés à plus grande échelle spatialement et temporellement et on peut se demander si les formulations sont toujours valables en présence des fluctuations de vent et de température & d'humidité liées à la turbulence résolues dans les simulations. Les résultats étaient assez proches d'un modèle à un autre et il était difficile d'attribuer les différences à un processus donné. Ces intercomparaisons n'ont cependant pas été poussées jusqu'au bout par manque de temps.

Actuellement, je coordonne un exercice d'intercomparaison de LES sur un cas stable issu d'observations acquises à Dome C en Antarctique sur lequel je reviens dans la partie II.3.1.4.

Si les simulations LES semblent adapter pour reproduire la turbulence et les nuages de couche limite, il faut toujours vérifier d'avoir une résolution adaptée à la taille des processus qu'on cherche à représenter : une résolution de quelques mètres pour les cas de brouillard et de couche limite stable, de quelques dizaines de mètres pour la couche limite convective (Sullivan and Patton 2011) et les nuages de convection peu profonde et de quelques centaines de mètres pour la convection profonde. Enfin, les petites échelles de turbulence ont été peu validées et la disposition de DNS pourrait servir à valider cette petite turbulence.

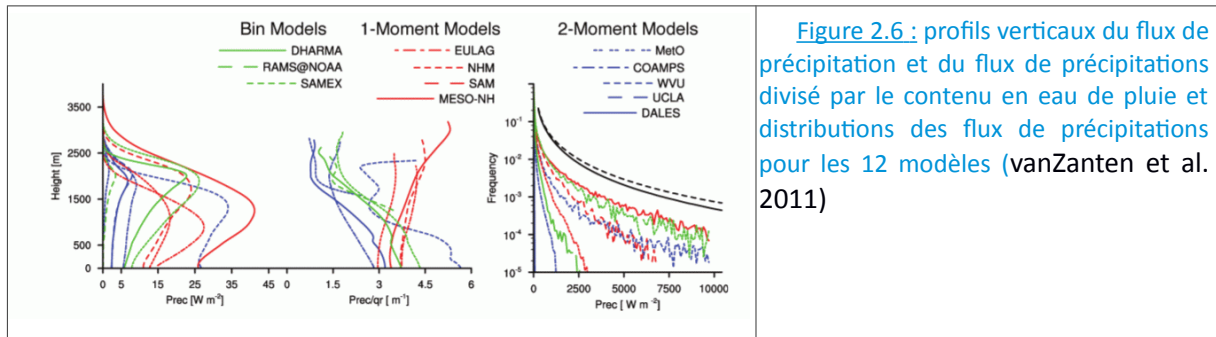


Figure 2.6 : profils verticaux du flux de précipitation et du flux de précipitations divisé par le contenu en eau de pluie et distributions des flux de précipitations pour les 12 modèles (vanZanten et al. 2011)

II.2.2. la couche limite convective sèche et nuageuse

Dans cette partie, je souhaite revenir sur la compréhension des processus présents dans la couche limite convective sèche et nuageuse obtenue grâce aux simulations LES.

II.2.2.1 les structures d'entrainement

Si les thermiques sont les structures principales de turbulence de la couche limite convective et ont été bien documentés depuis la fin des années 70, durant ma thèse, j'avais mis en évidence l'existence de structures cohérentes initiées au niveau de la zone d'entrainement et descendant dans la couche limite convective. Ces structures sont caractérisées par une vitesse verticale négative qui s'intensifie en descendant au milieu de la couche limite en lien avec une flottabilité de plus en plus négative (Fig 2.7). Ces structures contribuent de manière non négligeable au flux et à la variance (plus de 50 % à $0.4 z_i$) de vapeur d'eau (Couvreur et al. 2007). Elles sont particulièrement visibles dans des conditions environnementales caractérisées par un fort gradient d'humidité au sommet de la couche limite.

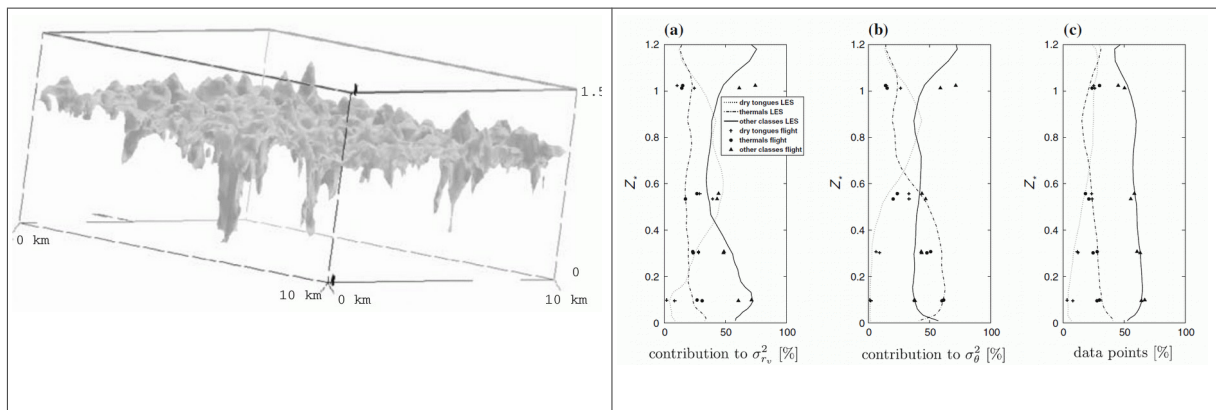


Figure 2.7 : (à gauche) vue 3D des descentes d'air sec tracées par le contour de vapeur d'eau à 7 g/kg (Couvreur et al. 2007); (à droite) contribution à la variance de vapeur d'eau et de température dans les simulations LES et les observations avions en séparant thermiques et intrusions (Canut et al. 2012)

Guylaine Canut, durant sa thèse, a montré que de telles structures étaient également présentes dans les couches limites sahéliennes. Ces structures, si elles atteignent le sol, peuvent fortement impacter les flux de surface (Lohou et al. 2010). Guylaine a travaillé sur l'analyse de ces descentes d'air sec en Afrique de l'Ouest en utilisant essentiellement les données de la campagne AMMA. Lors de sa visite de plusieurs mois à MOANA, nous avons mis au point une simulation LES d'un cas d'étude,

le 5 Juin 2006, pendant la période de mise en place du flux de mousson à Niamey. C'est un cas sans nuage où elle a pu comparer les caractéristiques des descentes d'air sec simulées à celles échantillonnées par les observations avions (Fig 2.7).

Guylaine a également réalisé tout un ensemble de simulations LES dans différentes conditions environnementales (profils initiaux thermodynamiques inspirés des observations acquises durant la campagne AMMA¹⁰). Elle a ensuite utilisé ces simulations pour évaluer différentes paramétrisations de la vitesse d'entraînement (variable qui quantifie l'échange entre la couche limite et la troposphère libre au sommet de la couche limite). Elle a pu montrer l'importance de tenir compte de l'épaisseur de la zone d'entraînement dans les différentes formulations de la vitesse d'entraînement dans cette zone semi-aride mais aussi l'importance du cisaillement de vent au sommet de la couche limite sur ce processus d'entraînement.

II.2.2.2. Rôle des structures de couche limite sur la mesure des flux

Les organisations de couche limite de type rouleaux (alignement de thermiques dans le sens moyen du vent dans la couche limite) peuvent induire des biais sur les estimations de flux à partir des observations. Pour estimer ces biais, nous avons exploité des simulations à haute résolution d'un cas d'HAPEX-Sahel pendant la phase de retrait de la mousson ainsi que les observations (mesures de flux notamment) de deux avions sur ce même jour (Lothon et al. 2007). La présence de structures organisées (thermiques et descentes d'air sec) est évidente dans les observations comme dans la simulation (Fig 2.3). A partir des simulations, nous avons d'abord quantifié la contribution des thermiques et des descentes aux flux de chaleur et d'humidité. Nous avons ensuite estimé l'erreur induite sur la mesure aéroportée de flux par palier dans une seule direction en présence de rouleaux ou de cellules. La présence de cellules induit une erreur de l'ordre de 10 % indépendamment de la direction de l'observation du fait d'un sous-échantillonnage des structures contenant le plus d'énergie. La présence de rouleaux induit une sous-estimation de l'ordre de 20 % lorsque l'observation est réalisée dans l'axe des rouleaux et une mesure correcte dans l'axe perpendiculaire aux rouleaux. Cette étude a également montré que pour améliorer la mesure des flux les paliers devraient avoir une longueur correspondant à ~ 50 fois la hauteur de la couche limite ce qui est difficilement réalisable en un temps raisonnable. Ces travaux illustrent l'apport de simulations haute résolution pour la compréhension des observations et de leur limites.

II.2.2.3. Transition vers la couche limite stable

Si les phases convectives et stables de la couche limite ont eu le plus d'attrait, la phase de transition d'une phase à l'autre a été relativement peu étudiée. On peut délimiter cette phase par le moment où les flux de chaleur commencent à décroître. Pendant cette période, il n'y a plus un seul forçage dominant mais la compétition de différents forçages (flux de surface, rayonnement, advection, cisaillement). Pour cela, une campagne de mesure, BLLAST (Boundary-Layer Late Afternoon-Sunset Transition, Lothon et al. 2014) a été réalisée en 2011 du 14 juin au 8 juillet sur le site du Centre de Recherches Atmosphériques de l'Observatoire Midi-Pyrénées, pilotée par Marie Lothon. Cette campagne présente un volet de développement instrumental puisque elle a été l'occasion de tester deux nouveaux développements réalisés au CNRM par GMEI¹¹ : l'utilisation d'une nouvelle sonde turbulente emportée sous ballon captif (Canut et al. 2016) et un système de sondages fréquents avec récupération des sondes (Legain et al. 2013). Compte-tenu des conditions météorologiques, 11 journées ont été explorées intensément (mesures avions, drones, sondages fréquents, ballons captifs,...). En collaboration avec le GMAP¹², les modèles de prévision opérationnels

¹⁰Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine (AMMA) : programme européen accompagné d'une période intensive d'observations en Afrique de l'Ouest (Redelsperger et al. 2006)

¹¹GMEI : Groupe de Météorologie Expérimentale et Instrumentale (un des cinq groupes de recherche du CNRM)

¹²GMAP : Groupe de Modélisation et d'Assimilation pour la Prévision (un autre groupe du CNRM)

durant la campagne (ECMWF, ARPEGE et AROME) ont été évalués sur cette phase de transition à l'aide d'une comparaison aux observations (cf partie suivante II.3.1.5).

D'autre part, Clara Darbieu, lors de sa thèse au Laboratoire d'Aérodynamique, a analysé l'évolution de la structure verticale de la turbulence et la modification associée des spectres d'énergie au cours de la transition d'après-midi le 20 juin 2011 (Darbieu et al. 2015).

Ces travaux ont montré que la simulation LES (ici avec le modèle du NCAR¹³) était capable de reproduire cette transition avec deux phases, une première phase durant laquelle la décroissance de l'énergie cinétique turbulente (tke par la suite) est douce et n'induit pas de changements significatifs des caractéristiques de la turbulence (si on les normalise par le flux à la surface) et une deuxième phase durant laquelle la décroissance est plus rapide et on peut noter un changement des échelles caractéristiques (Fig 2.8). De plus, ces modifications sont d'abord observées au sommet de la couche limite puis propagée vers le bas.

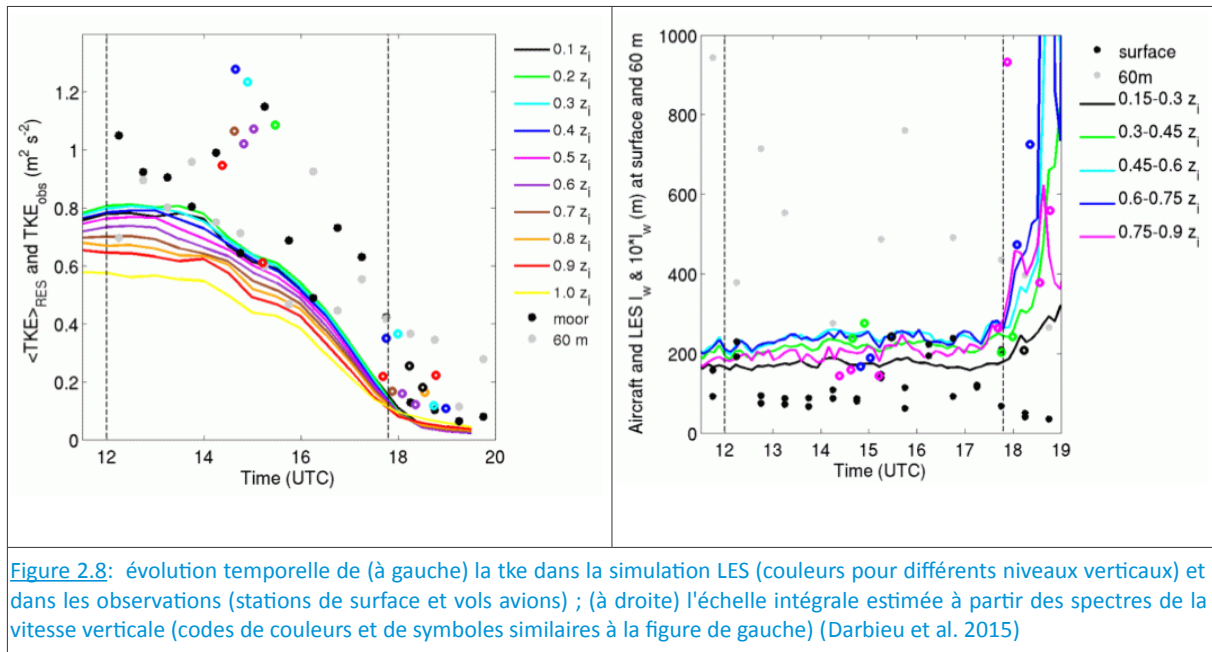


Figure 2.8: évolution temporelle de (à gauche) la tke dans la simulation LES (couleurs pour différents niveaux verticaux) et dans les observations (stations de surface et vols avions) ; (à droite) l'échelle intégrale estimée à partir des spectres de la vitesse verticale (codes de couleurs et de symboles similaires à la figure de gauche) (Darbieu et al. 2015)

J'ai réalisé une simulation LES avec Méso-NH reprenant exactement le même set-up que la simulation utilisée dans Darbieu et al. (2015). Les résultats sont très semblables mais les deux simulations diffèrent par les structures représentées : la simulation avec le modèle du NCAR représente plutôt des structures de la couche limite ne présentant pas de direction préférentielle alors que la simulation Méso-NH montre une organisation en rouleaux induisant des spectres différents selon qu'ils sont réalisés selon l'axe des x ou des y. Lucie Rottner a utilisé pendant sa thèse cette dernière simulation pour mettre au point une méthode de downscaling de la turbulence à partir de système particulière (Rottner et al. 2016) qui semble résoudre une turbulence de plus petite échelle. Ces travaux exploratoires ont permis de souligner les échelles effectives spatiales (de l'ordre de 125m) et temporelles (de l'ordre de 50 s) de la simulation. Grâce à ces travaux, nous avons pour la première fois regardé la variabilité temporelle des champs de simulations en analysant les sorties toutes les 5s. Ces résultats montrent une variabilité temporelle étonnamment faible qui mériterait d'être creusée. Également, durant ces travaux, la comparaison de l'énergie cinétique turbulente entre la simulation LES et les observations indique plutôt une sous-estimation de cette énergie.

¹³Le setup est simplifié mais issu des observations : profils initiaux issus du radiosondages simplifié, flux de surface prescrit issu des observations à 60 m, pas de vent géostrophique, advection horizontale issue d'AROME ; le domaine fait 10 km de côté avec une résolution horizontale de 40 m, et 3km de haut avec une résolution verticale de 12 m.

II.2.3. L'initiation de la convection profonde

II.2.3.1. Le cas du 10 Juillet: un 'golden case' pour l'étude de l'initiation de la convection

L'essentiel des précipitations en zone sahélienne est expliqué par les lignes de grains qui se propagent d'Est en Ouest. De la convection isolée se produit cependant tous les jours comme l'atteste l'analyse des images Infrarouges prises toutes les 15 min par le satellite MSG et que j'analysais pour essayer de faire du nowcasting pour l'équipe de Gilles Bergametti lors de mon séjour en tant que secrétaire de la prévision à Niamey pendant le mois de Juin 2006. Ces cellules orageuses sont bien plus difficiles à prévoir par les modèles opérationnels que les gros systèmes plus influencés par la grande échelle et ont été relativement peu documentés.

II.2.3.1.1. Observations – présentation du cas

L'analyse des données de la station ARM (déployée à Niamey pendant toute l'année 2006) a permis de définir un cas d'étude de développement de convection diurne isolée, le 10 juillet 2006, dont le cycle de vie est entièrement observé par le radar (Lothon et al. 2011). L'intérêt majeur de ce cas d'étude est qu'il correspond à un régime de fonctionnement fréquent à Niamey, difficile à reproduire précisément par la modélisation à grande échelle (déclenchement de convection isolée) et qu'il est très bien documenté par des observations radar, radiosondages, mesures de flux, observations satellites. L'originalité de ce cas par rapport aux cas déjà étudiés dans la littérature réside dans ses conditions semi-arides à savoir une couche limite épaisse (atteignant 2.5 km en début d'après-midi), une forte CIN (énergie d'inhibition de la convection, qui correspond à l'énergie qui doit être fournie pour permettre à une parcelle de franchir la barrière stable et atteindre son niveau de convection libre), une décroissance de l'indice de convection (CAPE) au cours de la journée et un flux de chaleur latente très faible.

Ce cas est très bien documenté car l'initiation de la convection a eu lieu juste au-dessus du site de mesures. Il permet d'étudier le développement de la couche limite sahélienne (le matin), le développement de la convection peu profonde à partir de la fin de matinée et l'initiation de la convection profonde l'après-midi et de pouvoir donc caractériser à la fois la transition de la couche limite convective vers la convection peu profonde et la transition de la convection peu profonde vers la convection profonde. L'analyse des observations a montré que malgré sa relativement faible taille, ce système orageux participait de manière significative au transfert de quantité de mouvement, de température et d'humidité et avait généré un courant de densité qui avait lui même initié de nouvelles cellules convectives.

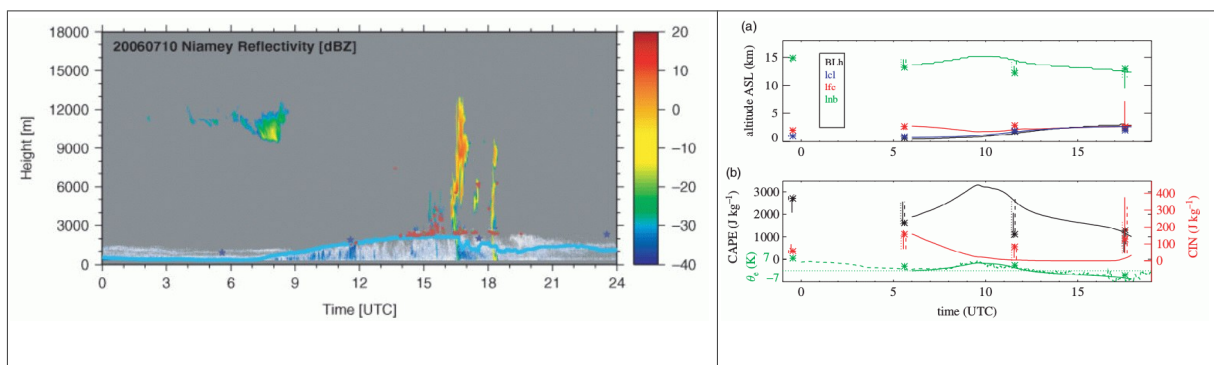


Figure 2.9: (à gauche) évolution diurne du profil de réflectivité radar et niveau de condensation en bleu, les points rouges indiquent les bases de nuages et permettent d'identifier les premiers développements de cumulus vers 12h00 puis 14h00. La convection profonde s'initie à 16h30; (à droite) évolution diurne des niveaux de condensation, convection libre, hauteur de couche limite, CAPE, CIN et température potentielle équivalente, les étoiles indiquent les valeurs issues des radiosondages (Couvreur et al. 2012)

II.2.3.1.2. Mise en contexte, représentativité de ce cas

Suite à l'analyse de ce cas, Cheikh Dione a, durant sa thèse, cartographié les différentes journées observées autour de Niamey (dans un rayon de 50 km autour du radar) grâce à l'analyse des données

radar de juillet (Dione et al. 2014) complétées des observations de satellites géostationnaires, de radiosondages et de l'UHF (Ultra-High Frequency wind profiler). Il a distingué quatre types de journées : i/ ciel clair, ii/ convection peu profonde, iii/ convection initiée localement l'après-midi et iv/ système convectif propagatif. Il a ensuite essayé d'identifier les facteurs permettant d'expliquer l'existence d'un type. Il a pu montrer que la CAPE ou la CIN n'était pas de bons prédicteurs, la première étant toujours favorable et la deuxième défavorable. Par contre, une croissance importante de la couche limite (reliée à l'intensité du flux de surface) était nécessaire pour avoir de l'initiation locale de convection profonde. Ce résultat est en accord avec les travaux de Findell and Eltahir (2003) qui avaient analysé le rôle de la surface sur l'initiation de la convection dans différents environnements. Enfin, en accord avec les résultats de la littérature, il a montré que les lignes de convergence étaient des précurseurs de la convection et que l'initiation de convection générait la plupart du temps des courants de densité capables eux-mêmes de régénérer de la convection profonde.

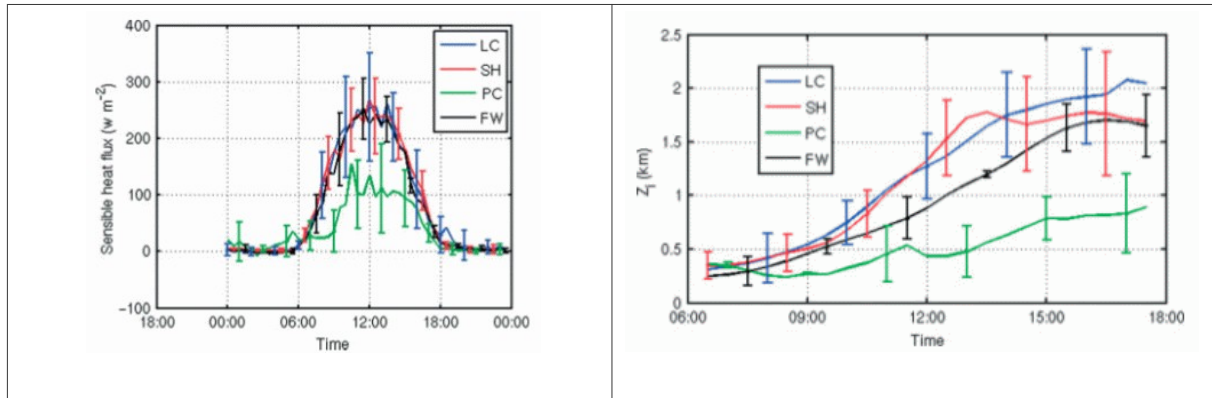


Figure 2.10: (à gauche) évolution diurne des flux de chaleur sensible pour les différents jours du mois de Juillet triés entre les jours de ciel clair (FW), les jours de convection peu profonde (SH), les jours de convection profonde locale (LC) et les jours de passage d'un système convectif propagatif (PC); (à droite) évolution diurne de la hauteur de couche limite pour les mêmes jours (Dione et al. 2014)

II.2.3.1.3. Cadre de modélisation, cas LES

Dans le cadre du postdoctorat de Catherine Rio, un cadre de modélisation a été défini pour ce cas via la définition des conditions initiales et des forçages de grande échelle à partir des radiosondages, des mesures de flux de surface et des sorties de la réanalyse réalisée avec le modèle opérationnel du Centre Européen assimilant les différents radiosondages (Agusti-Panareda et al. 2010). Le profil initial a été obtenu à partir du radiosondage de 0600 UTC; par rapport aux cas utilisés dans Guichard et al. (2004) ou Grabowski et al. (2006), le profil de température est plus chaud et caractérisé par une stabilité plus faible entre 1000 et 5000 m. On peut noter également la présence du jet d'Est Africain avec un maximum de vent d'Est à 4000 m créant un cisaillement non négligeable. Deux types de forçages de grande échelle ont été introduits: i/ l'advection de grande échelle liée à l'existence du flux de mousson le matin et déduite des réanalyses AMMA avec un refroidissement de l'ordre de 0.3 K/h et une humidification de l'ordre de 0.3 g/kg/h dans les basses couches et ii/ la prise en compte d'une ascendance de méso-échelle de 0.015 m/s pour tenir compte de la circulation de méso-échelle induite par les hétérogénéités de surface (en accord avec Taylor et al. 2011). Les flux de surface correspondent aux flux observés à la station ARM avec très peu de flux latent (maximum de 50 W/m²) et un fort flux sensible (max de 350 W/m²). Dans cette simulation, le rayonnement est pris en compte via l'ajout d'un terme de tendance radiative obtenu à partir d'une simulation 1D. Une fois le setup défini, une simulation haute résolution (500m de résolution horizontale et résolution verticale inférieure à 50 m dans la couche limite) sur un domaine s'étendant sur 100x100 km² sur l'horizontale et 20 km sur la verticale a été réalisée puis évaluée via la comparaison à différentes observations: radiosondages, lidar & radar nuageux, mesures de flux, observations avion, radar du MIT, profileur radar UHF, images satellites (Couvreur et al. 2012). Cette simulation permet de représenter correctement le développement de la couche limite, l'organisation des structures de couche limite

(rouleaux puis cellules), la transition vers la convection peu profonde, l'initiation de la convection profonde et la formation de courants de densité.

Ce cas a été utilisé pour l'évaluation des paramétrisations des modèles de climat dans le cadre du projet EMBRACE (projet Européen sur l'amélioration des modèles de climat, 2011-2015) et cet aspect sera abordé dans la partie II.3.2.

II.2.3.1.4. Importance du flux de surface et de l'environnement

Différents tests de sensibilité à la résolution, la taille du domaine, les flux de surface imposés, la vitesse verticale de grande échelle, l'advection et les profils initiaux de température, humidité et vent, listés ci-dessous, ont permis de montrer qu'une condition nécessaire pour le déclenchement de la convection profonde dans cet environnement semi-aride était des flux sensibles d'intensité suffisamment importante (Fig 2.11). Ce résultat a été corroboré par l'étude de Dione et al. (2014). D'autre part, ce déclenchement a lieu plus tôt si la stabilité de l'atmosphère est diminuée, si l'humidité de l'atmosphère (quelque soit le niveau dans l'atmosphère, variation de 1 g/kg) est augmentée ou si l'ascendance de grande échelle est augmentée (de 1 cm/s à 3 cm/s). Enfin, la formation de courant de densité n'est pas une condition nécessaire au développement de convection profonde contrairement à ce qu'avait démontré Khairoutdinov and Randall (2006) sur un cas de convection profonde tropicale.

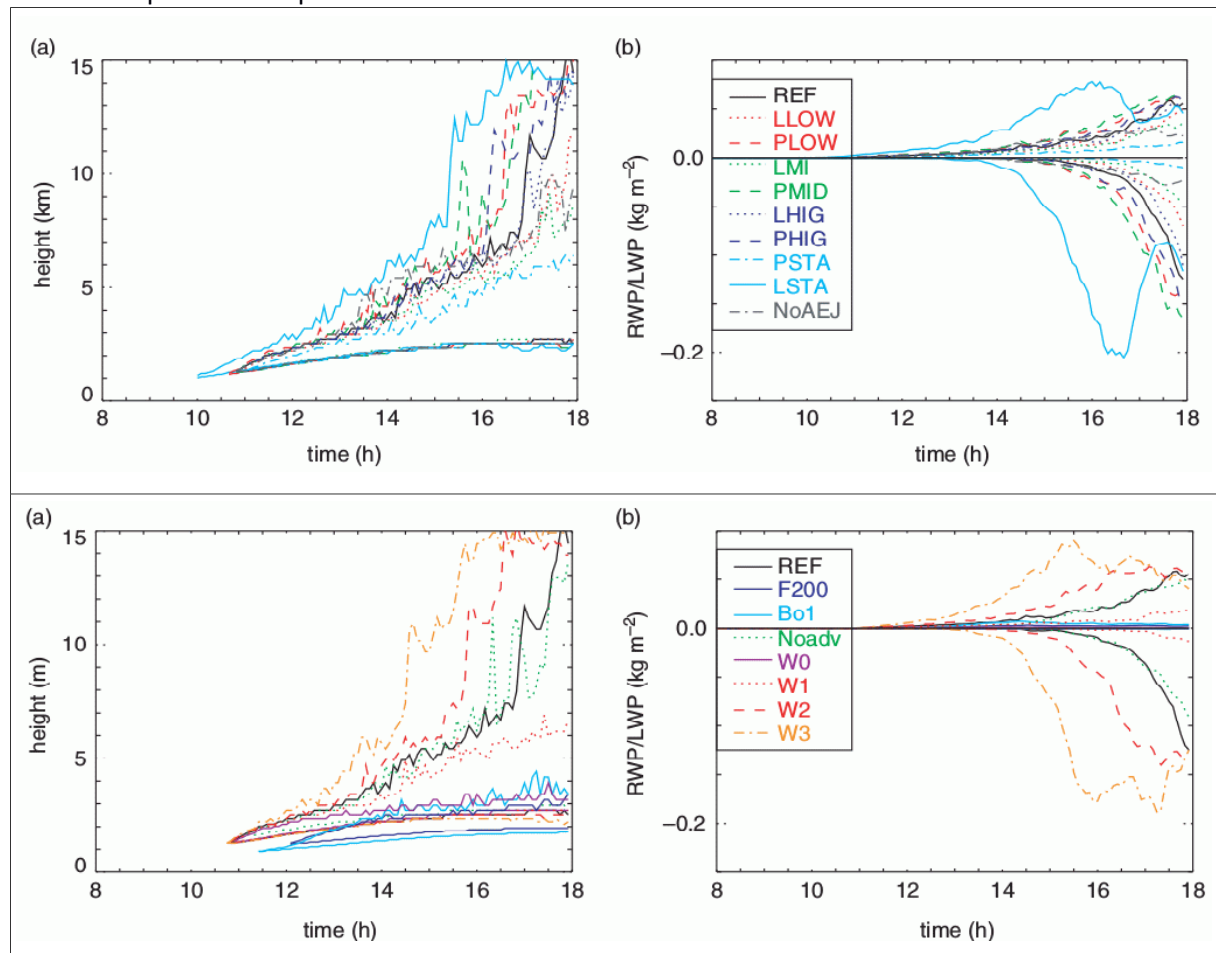


Figure 2.11: évolution temporelle de la base et du sommet des nuages (à gauche) et du contenu intégré en eau liquide et du contenu intégré en pluie (à droite) pour différentes simulations : référence (REF), une simulation avec flux sensible plus faible (max=200 W/m², F200), une simulation avec un rapport de Bowen de 1 (Bo 1, contre 10 pour REF), une simulation sans advection horizontale (Noadv), une simulation sans vitesse verticale de grande échelle (W0) ou avec des valeurs différentes de la REF (où w=1.5 cm/s), W1 (1 cm/s), W2 (2 cm/s), w3 (3 cm/s) (Couvreux et al. 2012)

II.2.3.2. Importance de l'hétérogénéité de surface

Koster et al. (2004) ont déterminé à partir d'une étude basée sur une douzaine de modèles climatiques les zones où l'humidité du sol affectait les précipitations pendant l'été de l'Hémisphère Nord : le Sahel apparaît comme un des 'hot-spots'. Afin d'apporter des contraintes observationnelles à cette étude et une meilleure compréhension des processus en jeu dans cette zone du globe, nous avons ici étudié l'importance du couplage avec la surface pour l'initiation de la convection, via i/ une étude statistique à partir d'observations satellites et ii/ une analyse des différents mécanismes à l'œuvre sur l'étude détaillée du cas du 10 juillet.

	horizontal domain resolution length $\Delta x =$ Δy (m)	H length $Lx =$ Ly (km)	H ($W m^{-2}$)	LE ($W m^{-2}$)	q_{LOW} ($g kg^{-1}$) [0–750 m]	q_{MID} ($g kg^{-1}$) [750–3000 m]	q_{HIG} ($g kg^{-1}$) [3–5 km]	$\Gamma_{500-4200}$ ($K km^{-1}$)	$\Gamma_{500-1300}$ ($K km^{-1}$)	AEJ	WLS ($cm s^{-1}$)	Rain
REF	500	100	H_o	LE_o	q_o	q_o	q_o	3.6	6.5	Yes	1.5	Yes
HRSD	200	20	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
HRND	200	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
NRBD	–	200	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
PLOW	–	–	–	–	$q_o + 0.5$	–	–	–	–	–	–	–
LLOW	–	–	–	–	$q_o - 0.5$	–	–	–	–	–	–	–
PMID	–	–	–	–	–	$q_o + 0.5$	–	–	–	–	–	–
LMID	–	–	–	–	–	$q_o - 0.5$	–	–	–	–	–	–
PHIG	–	–	–	–	–	–	$q_o + 0.5$	–	–	–	–	–
LHIG	–	–	–	–	–	–	$q_o - 0.5$	–	–	–	–	–
PSTA	–	–	–	–	–	–	–	3.7	7.4	–	–	–
LSTA	–	–	–	–	–	–	–	3.2	5.5	–	–	–
NoAEJ	–	–	–	–	–	–	–	–	–	No	–	–
H200	–	–	$H_o/1.75$	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Bo1	–	–	$H_o/1.75$	$H_o/1.75$	–	–	–	–	–	–	–	–
W0	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0	–
W1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–
W2	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	2	–
W3	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	3	–
NoRaisn	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	No

[Tableau 2.1](#) : liste des différentes simulations LES réalisées sur le cas du 10 juillet 2006

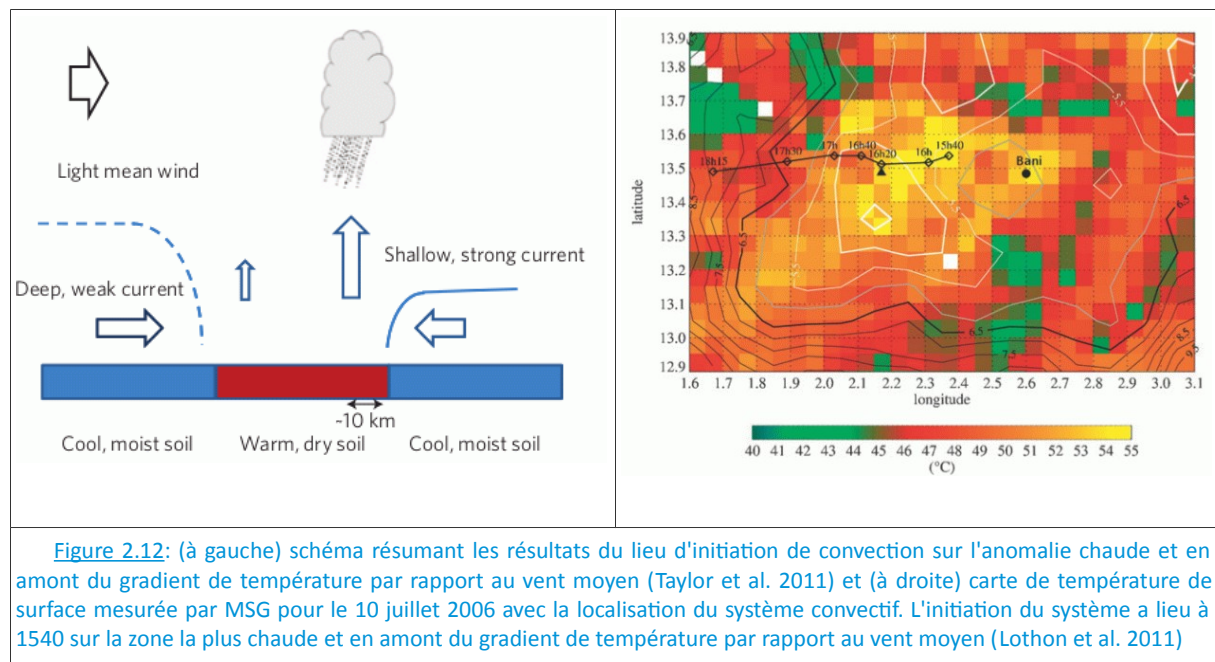
II.2.3.2.1. Étude statistique

Dans le cadre de la thèse d'Amanda Gounou, co-encadrée avec Françoise Guichard et en collaboration avec Chris Taylor (Center for Ecology and Hydrology, Wallingford), nous avons analysé le rôle des surfaces sur l'initiation de la convection via l'utilisation de produits satellitaires MSG et AMSRE¹⁴ fournissant à la fois des informations sur les températures de surface et l'existence de systèmes convectifs. Un traitement particulier a permis de revenir à la localisation et l'heure exactes d'initiation du système convectif via : i/ l'identification d'un système convectif comme une graine froide ($T < -40^\circ C$) couvrant une surface de plus de 5000 km² puis ii/ le suivi en remontant le temps du système jusqu'au premier pixel froid identifiant ainsi le lieu et l'heure d'origine du système. Dans un premier temps, l'analyse de l'année 2006 a été menée puis le jeu de données a été étendu à cinq années (2006-2010, près de 4000 cas identifiés) confirmant les premiers résultats obtenus.

Cette étude a montré qu'au Sahel, s'il n'y a d'augmentation du nombre d'initiations de convection pour un contenu absolu d'humidité du sol caractérisé à des échelles de 40 km, l'initiation diurne de la convection profonde a préférentiellement lieu sur une surface plus chaude que l'environnement et en présence d'hétérogénéités de surface. Plus précisément, l'initiation a lieu en amont de gradients de petite échelle par rapport au vent moyen (Taylor et al. 2011). Le cas du 10 juillet semble

¹⁴ AMSR-E : Advance Microwave Scanning Radiometer – Earth Observing System

particulièrement en accord avec les résultats de cette étude statistique avec l'initiation du système qui a lieu sur le patch chaud et en amont du gradient de petite échelle par rapport au vent moyen (Fig 2.12).



II.2.3.2.2. compréhension des processus à partir du cas du 10 Juillet

Pour aller plus loin dans la compréhension du rôle de ces hétérogénéités de surface sur le déclenchement de la convection au Sahel, nous avons utilisé des simulations LES. Ces travaux ont été réalisés dans le cadre du postdoctorat de Nicolas Rochetin financé par EMBRACE. Pour cela, Nicolas a d'abord analysé les hétérogénéités de surface sur le cas du 10 juillet observé par satellites et reproduites par des simulations SURFEX offline (réalisées dans le cadre du projet ALMIP-2¹⁵) afin notamment de quantifier l'ordre de grandeur des anomalies de flux et de comprendre leurs origines. Ces simulations reproduisent qualitativement les structures d'hétérogénéités de température de surface observées par satellite et ont permis de montrer qu'elles étaient dues aux patterns de précipitations enregistrées les 2 jours précédents. Ces simulations sur-estiment cependant d'environ 30% les flux mesurés. Ensuite, des simulations LES ayant des patterns horizontaux de flux de surface (un disque d'anomalie de flux de surface de diamètre 30 km a été introduit au milieu du domaine) ont été réalisées par Nicolas. Ce disque ne couvre que 7 % du domaine et les modifications du flux de surface sont telles que la moyenne du flux de surface sur l'ensemble du domaine reste constante (même apport d'énergie à la simulation). Nicolas a réalisé une vingtaine de simulations dont huit sont présentées dans (Rochetin et al. 2016). L'analyse de ces simulations montre que la présence d'une hétérogénéité de surface induit une initiation de la convection plus précoce et avec un fort déterminisme sur le lieu de l'initiation (Fig 2.13).

Différents tests de sensibilité montrent que la taille et l'intensité des hétérogénéités favorisent une initiation de la convection plus tôt. Cependant, des facteurs environnementaux comme l'intensité du vent influencent également le rôle de ces hétérogénéités. Nicolas a par ailleurs caractérisé l'intensité de la turbulence dans et hors du patch ainsi que les caractéristiques de la circulation de brise qui se met en place. Il montre notamment que le développement de la turbulence diminue le vent de grande échelle, ce qui tend à favoriser une brise thermique plus intense avec une forme sphérique ce qui optimise la convergence d'humidité. De même les thermiques sont moins intenses (donc moins haut) que dans la simulation homogène ayant un flux de surface identique au flux dans le patch. Cependant, la base des nuages est la même et la fraction nuageuse plus importante du fait

¹⁵http://www.cnrm-game-meteo.fr/amma-moana/amma_surf/almip2/

de l'apport d'humidité par la brise. Nicolas a aussi montré comment ces structures de différentes échelles (thermiques, brises et vent de grande échelle) interagissaient entre elles.

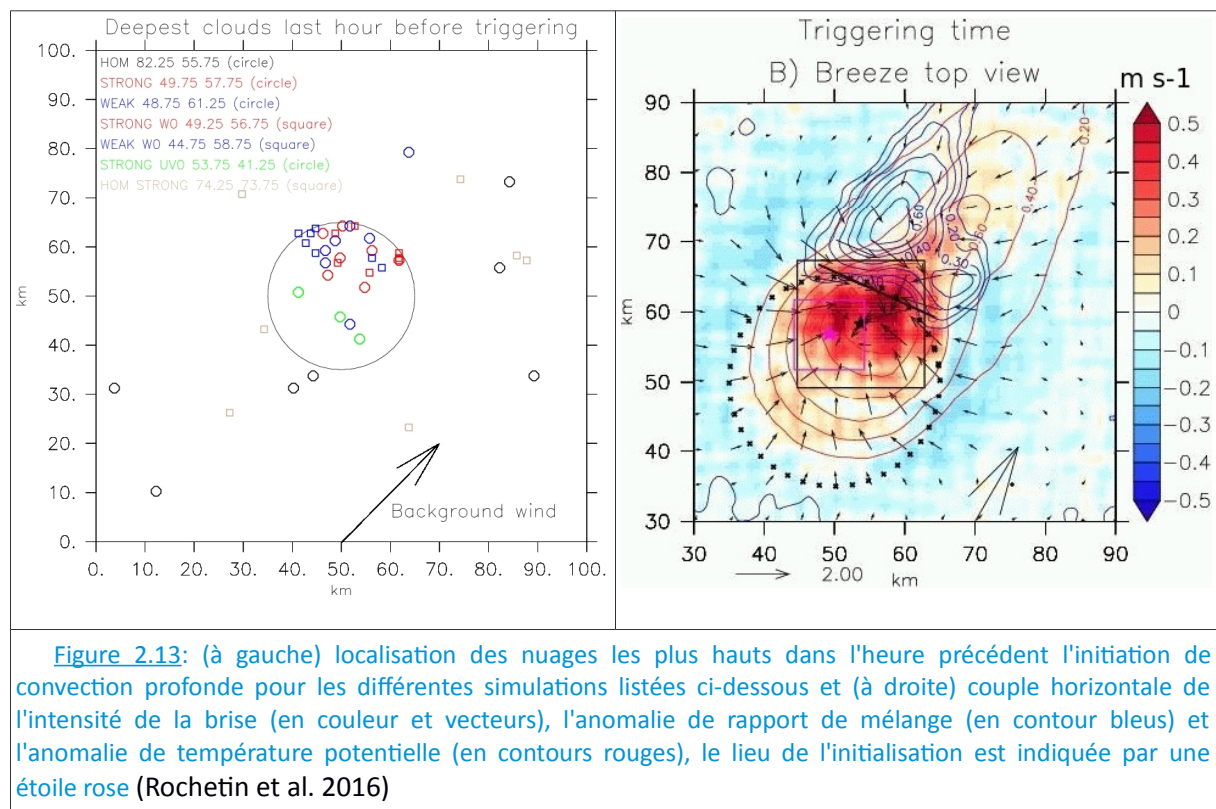


Figure 2.13: (à gauche) localisation des nuages les plus hauts dans l'heure précédant l'initiation de convection profonde pour les différentes simulations listées ci-dessous et (à droite) couple horizontal de l'intensité de la brise (en couleur et vecteurs), l'anomalie de rapport de mélange (en contours bleus) et l'anomalie de température potentielle (en contours rouges), le lieu de l'initialisation est indiquée par une étoile rose (Rochetin et al. 2016)

II.2.3.3. Poches froides et courants de densité

II.2.3.3.1. Caractérisation morphologique et thermodynamique des poches froides

Les observations de la campagne AMMA ont montré la forte occurrence de courants de densité en Afrique de l'Ouest qui pouvaient soulever d'importantes quantités de poussières. Les observations du 10 juillet indiquent la présence de courants de densité issus de la première cellule convective qui permettent de ré-initialiser de la convection profonde (Fig 2.14 ; Lothon et al. 2011; Couvreur et al. 2012). La simulation LES reproduit des courants de densité de manière similaire aux observations.

Les observations au sol de la station ARM montrent par exemple des chutes de température pouvant atteindre 6°C dans l'après-midi, ces anomalies sont en général associées à une augmentation de la pression, de l'humidité relative de l'intensité du vent.

Les travaux concernant la caractérisation de ces courants de densité ont eu lieu durant différents stages co-encadrés avec Françoise Guichard. Ils ont commencé en 2012, lors de la visite d'une étudiante de master hollandaise, Daphné Westra et se sont poursuivis lors du passage de C Dione dans l'équipe MOANA puis lors du stage de 4^{ème} année d'ingénieur de Najda Villefranque. L'idée était d'avoir d'abord un critère permettant d'identifier les courants de densité : ici, nous utilisons un seuil sur l'anomalie de la température potentielle virtuelle ; en effet on détermine les poches comme un objet froid. Ensuite, nous avons réalisé un masque identifiant tous les objets répondant à ce critère dans différentes simulations du 10 juillet. A partir de là, il s'agissait d'en déduire les caractéristiques morphologiques et thermodynamiques des poches froides. Ce critère d'identification des poches a aussi été appliqué à un grand nombre de simulations de tests de sensibilité à la résolution utilisée, la taille du domaine, les conditions initiales, les flux en surface et la microphysique (notamment les paramètres définissant l'évaporation des gouttes de pluies).

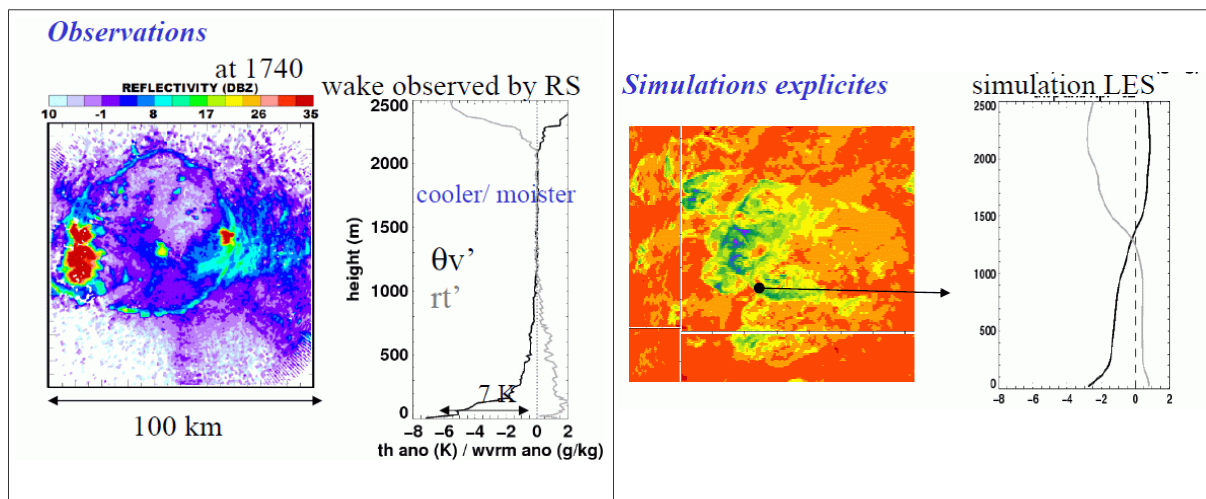


Figure 2.14 : coupe horizontale et profils verticaux de l'anomalie de température potentielle virtuelle et de rapport de mélange en vapeur d'eau (à gauche) dans les observations par le radar et le radiosondage (Lothon et al. 2011) et (à droite) dans la simulation LES (Couvreur et al. 2012)

Najda a ensuite réalisé un suivi temporel de ces courants de densité grâce à l'application par Thomas Fiolleau d'une méthode de tracking, TOOCAN (Tracking of Organized Convection Algorithm through a 3-D segmentation, Fiolleau and Roca 2013), développée pour le suivi des systèmes convectifs, aux anomalies de température potentielle virtuelle. Cet algorithme opère sur un champ 3D (2D+temps, champs 2D correspondant au premier niveau du modèle) et consiste en un processus itératif de détection et de croissance des zones identifiées selon différents seuils de détection, depuis des seuils de -3.5 K et jusqu'à -0.6 K avec des pas variables (Fig 2.15). Il permet d'identifier la naissance, le cycle de vie et la mort de chaque poche.

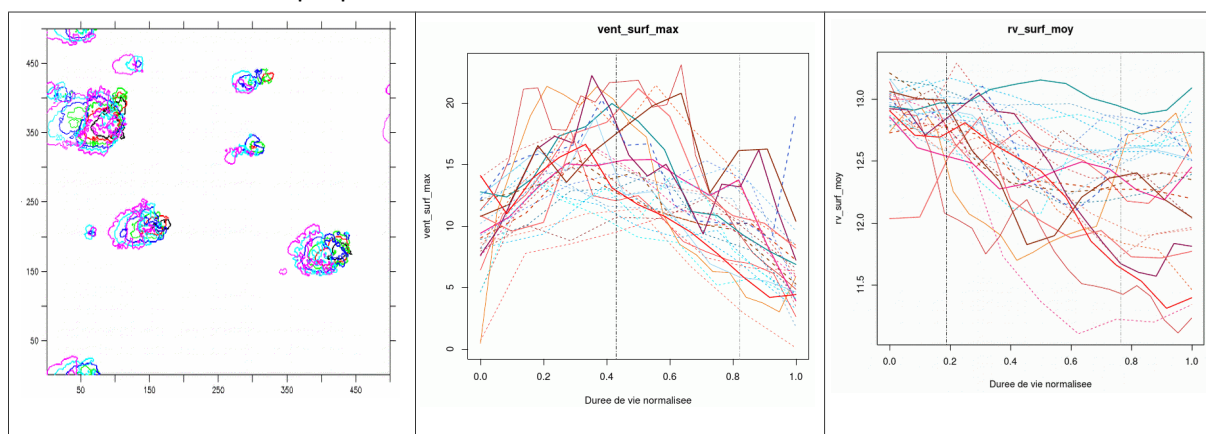


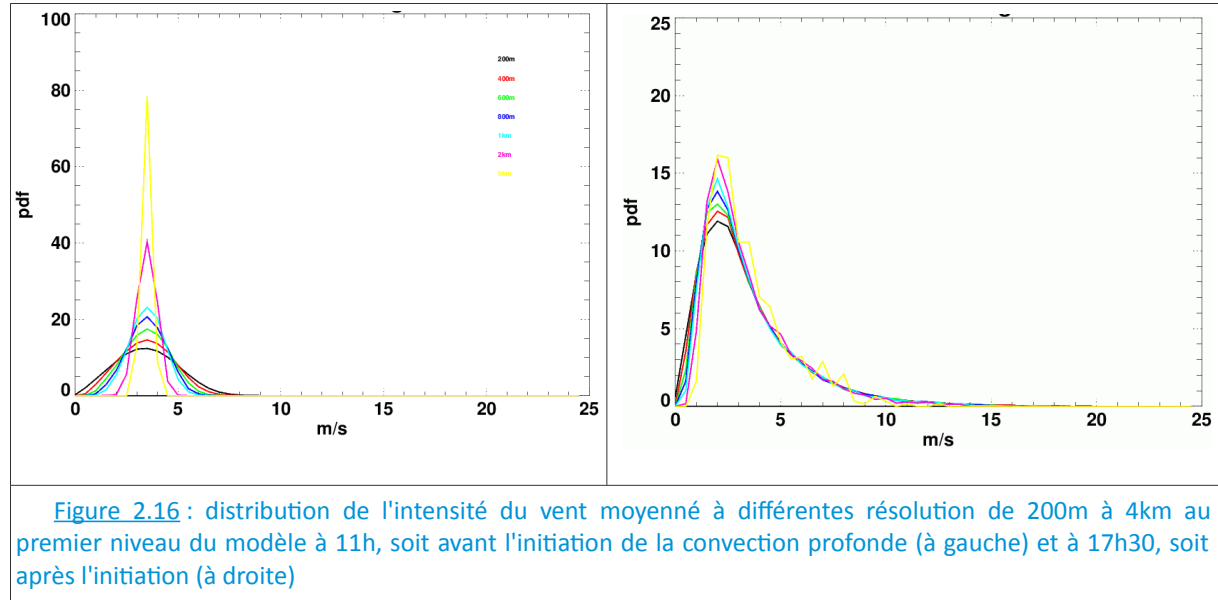
Figure 2.15 : (à gauche) contours des poches identifiées tracés toutes les 5 min vers 17h00 et évolution normalisée sur leur durée de vie du maximum de vent en surface (au centre) et du rapport de mélange moyen au 1^{er} niveau (à droite)

Nous avons ainsi obtenu la variabilité des propriétés thermodynamiques des poches froides au cours de leur cycle de vie. Najda a également prolongé la détection de la poche froide sur la verticale en déterminant l'enveloppe à -0.6K (en anomalie de température potentielle virtuelle calculée par rapport à un niveau horizontal donné) permettant d'obtenir leur volume. En appliquant une analyse en compose principale, elle a montré que la taille expliquait une grande part de la variabilité des caractéristiques des poches et a donc trié ces poches en 3 groupes selon la taille de la poche (petites < 20 km², 20 km² < moyenne < 80 km², grosses > 80 km²). Plus les poches sont grosses, plus les rafales à l'avant du système sont fortes et plus les anomalies de température potentielle virtuelle moyennes à la surface sont négatives. Les poches ont une durée de vie moyenne de 30 min et le maximum de vent en surface ainsi que l'anomalie moyenne de température potentielle virtuelle ont un optimum

vers 0.45 fois la durée de vie (Fig 2.15). L'évolution du rapport de mélange est plus variable d'une poche à l'autre.

II.2.3.3.2. soulèvement de poussières

Ces courants de densité induisent des fronts de rafales sur leurs bords qui contribuent à l'érosion des poussières désertiques. Dans le cadre du projet CAVIAR, Yann Largeron a, durant son postdoctorat, analysé les sorties des simulations CASCADE¹⁶ pour en déduire une paramétrisation du vent sous-maille afin de corriger les défauts des réanalyses ERA-Interim qui montrent une forte sous-estimation des rafales associées à la convection profonde (Largeron et al. 2015).



En lien avec ce travail, j'ai analysé les distributions du vent de différentes simulations LES ramené à différentes résolutions (de 200 m à 4 km). Avant l'initiation de la convection profonde, on note des distributions plus larges à haute résolution avec l'idée que l'essentiel de la variance est lié à la génération de turbulence (Fig 2.16). Par contre, une fois la convection profonde initialisée, les distributions sont très proches pour toutes les résolutions de 200 m jusqu'à 4 km, suggérant que les vents les plus forts sont aussi bien résolus à 200 m qu'à 4 km et justifiant la possible utilisation des simulations CASCADE.

II.2.4. Régimes de couche limite

Je reviens ici sur d'autres études sur les processus de couche limite obtenus essentiellement à partir d'outils différents des simulations LES. Il s'agit de modèle simplifié ou de modèle 1D et de jeux d'observations.

II.2.4.1. interaction surface/atmosphère

Le flux d'évaporation, qui quantifie l'échange d'eau entre le sol et l'atmosphère, est un élément clé du cycle hydrologique. Lors de son séjour à MOANA, en collaboration avec Françoise Guichard et moi-même, Chiel Van Heerwaarden a mené un travail sur la quantification de l'influence des forçages externes (advection et rayonnement) et des forçages internes (couche limite, processus de surface) sur les variations de ce flux d'évapotranspiration à l'échelle diurne, soit des relativement petites échelles temporelles. Pour cela, il a couplé un modèle 'mixed layer' à l'équation de Penman-Monteith. Puis il a analysé les variations observées et modélisées sur deux cas d'études contrastés, un à Cabauw aux moyennes latitudes correspondant à des conditions humides et un cas observé à Niamey correspondant à des conditions semi-arides. Même si l'évapotranspiration est initiée par le rayonnement, elle est fortement modulée par les processus de surface et de couche limite. Sur le

¹⁶Simulations à 4km avec le modèle d'UK Met-Office ayant tournées de Juin à Octobre 2006 sur un grand domaine couvrant la moitié Nord de l'Afrique (Pearson et al. 2010)

premier cas, correspondant à des conditions tempérées ($T < 20^\circ\text{C}$), l'évapotranspiration est essentiellement contrôlée par les fluctuations d'humidité et l'entraînement d'air sec a un fort impact. Dans le deuxième cas, correspondant à des conditions plus chaudes ($T > 27^\circ\text{C}$), l'évapotranspiration est essentiellement contrôlée par les fluctuations de température (van Heerwaarden et al. 2010).

II.2.4.2. cycle diurne des basses couches en Afrique de l'Ouest et processus en jeu

Le cycle diurne est un des modes principaux de variabilité des basses couches de l'atmosphère dans les Tropiques où le cycle saisonnier est d'amplitude bien plus faible. Le gradient méridien de ces basses couches contrôle l'intensité de la mousson africaine, pourtant le cycle diurne de ces basses couches et leur variabilité le long de ce gradient méridien ont été très peu documentés. Durant sa thèse, Amanda Gounou a caractérisé ces cycles diurnes le long d'un transect méridien à partir des sondages lâchés toutes les trois heures et leur variation au cours de la saison de mousson. Ces données ont été complétées par des observations de satellite (température de brillance de MSG pour l'identification des systèmes convectifs et pluie), de ceilomètres (bases des nuages), des stations de flux turbulents et radiatifs, et du lidar et radar nuage déployés à la station ARM de Niamey. Pendant la phase de pré-mousson, un fort gradient du flux radiatif solaire incident (plus de flux au Nord) est associé à un faible gradient latitudinal du rayonnement net du fait de compensations entre l'impact des variations d'albédo (albédo plus fort au Nord) et les variations du flux longwave (croissance plus importante vers le Nord du LWout que du LWin). Un fort gradient latitudinal du flux sensible est observé associé au fort gradient d'humidité du sol qui contrôle le partitionnement du rayonnement net en sensible et latent. Les structures de couche limite sont également très contrastées avec des couches limites de plus en plus développées, sèches et chaudes au fur à mesure du déplacement vers le Nord, donc essentiellement pilotées par le flux sensible (Figure 2.17). Pendant la mousson, les régimes changent fortement, les amplitudes diurnes et les flux sensibles sont fortement réduits. Ces changements font intervenir les interactions entre la surface, l'atmosphère et les nuages. En moyenne, l'amplitude du cycle diurne de la température augmente avec la température moyenne. L'ensemble de ces observations peuvent se résumer à quatre régimes différents (convectif peu nuageux, convectif nuageux, très précipitant, très nuageux peu précipitant). Pour ces quatre régimes, l'analyse du cycle diurne des basses couches atmosphériques a été reliée à celle des bilans énergétiques à la surface (Gounou et al. 2012). Des couplages différents entre surface/couche limite/nuages s'opèrent selon les différents régimes.

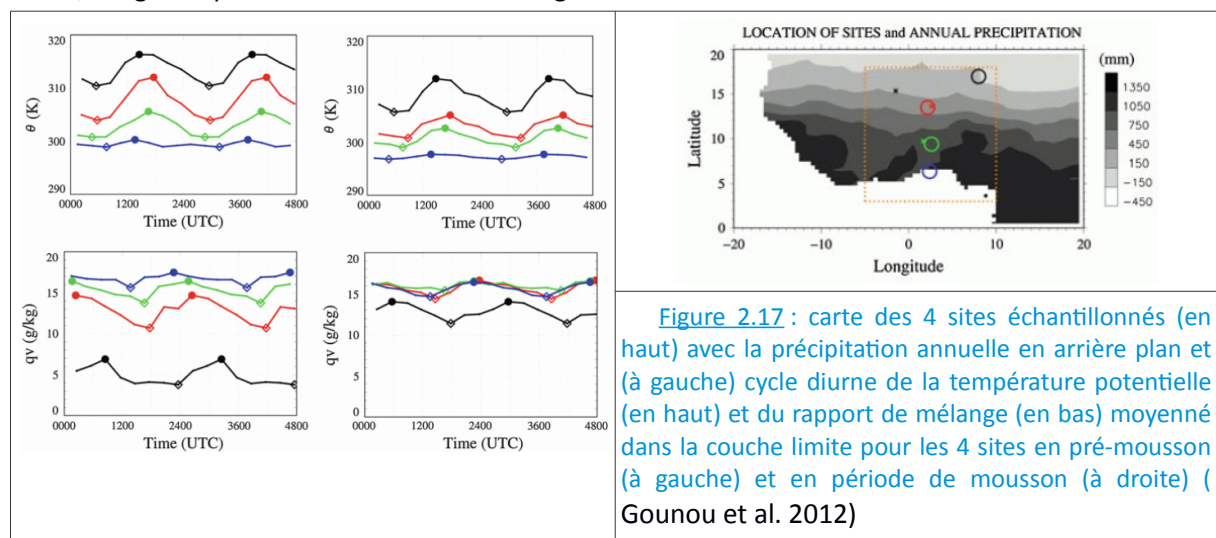


Figure 2.17 : carte des 4 sites échantillonnés (en haut) avec la précipitation annuelle en arrière plan et (à gauche) cycle diurne de la température potentielle (en haut) et du rapport de mélange (en bas) moyenné dans la couche limite pour les 4 sites en pré-mousson (à gauche) et en période de mousson (à droite) (Gounou et al. 2012)

II.2.5. Conclusions et Perspectives

L'ensemble de ce travail montre que les simulations LES permettent d'améliorer notre compréhension des processus de couche limite, seules mais aussi et surtout le plus souvent en complément d'observations. Elles peuvent aussi servir à (i) apporter des contraintes sur les mesures, comme illustré par les travaux sur le rôle des structures cohérentes sur la mesure des flux turbulents et à (ii) faire le lien entre différentes observations.

Par l'obtention de nombreux champs 3D variant temporellement et cohérents entre eux, ces simulations permettent de documenter les différentes caractéristiques d'un objet, dont on a souvent qu'une vue partielle à partir des observations. Elles permettent également d'accéder à des variables difficilement mesurables comme la vitesse verticale des thermiques, les flux de masse, la description fine de la dynamique interne aux cumulus. Ces simulations, même si elles restent des simulations assez coûteuses, sont de plus en plus utilisées du fait de l'augmentation de la capacité de calcul ; augmentation qui s'accompagne également d'une complexification des simulations: représentation d'un cycle diurne complet, prise en compte du couplage avec la surface. Les nombreuses comparaisons aux observations ont montré le réalisme de ces simulations en terme de reproduction des structures turbulentes et des nuages de couche limite. Cependant, certains aspects de ces simulations restent dépendants des paramétrisations sous-maille. Et on peut obtenir une gamme assez large de valeurs possibles pour certains champs comme l'ont montré les exercices d'intercomparaison. Il s'agit notamment des aspects liés à la microphysique: caractéristiques au sommet des cumulus et de la précipitation par exemple, comme illustré sur le cas RICO. Les résultats peuvent aussi dépendre de la configuration utilisée, notamment la résolution, et il est donc prudent de vérifier la convergence des résultats obtenus avec une simulation utilisant une résolution plus fine.

L'étude et la compréhension des processus est une phase amont nécessaire avant tout développement de modélisation de ce processus ; elle permet d'estimer les éléments clés qu'il faudra reproduire dans une représentation simplifiée qu'est une paramétrisation. Les premières paramétrisations ont essentiellement consisté en des relations simples comme par exemple des lois de similitudes dont le développement résidait essentiellement en l'obtention des valeurs les plus adaptées pour les paramètres de ces relations. Désormais, les paramétrisations actuelles sont souvent plus complexes et cherchent à représenter le plus fidèlement possible les processus à l'œuvre. Ces développements s'appuient donc fortement sur les études de processus souvent réalisées à partir de combinaisons de simulations LES et d'observations. Cette phase est primordiale si l'on veut s'assurer qu'une meilleure compréhension des processus est bien transférée dans les modèles. Dans la section suivante, j'aborde l'utilisation des simulations LES pour l'évaluation et le développement de ces paramétrisations.

J'envisage trois perspectives à ces travaux. Elles sont évoquées succinctement ici car reprises dans la partie projet scientifique de ce manuscrit. La première concerne **la meilleure compréhension de l'initiation de la convection avec deux aspects : un focus sur l'importance de la phase intermédiaire de la convection peu profonde et la poursuite de l'analyse du rôle des hétérogénéités de surface pour l'initiation**. Il n'y a pas encore de consensus dans la littérature sur le rôle de la phase de convection peu profonde pour l'initiation de convection profonde. Certains mettent en avant l'importance de l'humidification des couches moyennes réalisée par les congestus (Waite and Khouider 2010) et d'autres le rôle du forçage de grande échelle (Hohenegger and Stevens 2013). Il se peut aussi que les conclusions soient différentes d'un environnement à un autre. J'aimerais donc mieux documenter les phases de convection peu profonde ayant lieu avant l'initiation de la convection profonde et les comparer dans trois régimes différents : tropical océanique, tropical continental humide et tropical continental semi-aride. Pour ce faire, il s'agira d'analyser grâce à des simulations LES un cas d'étude pour chaque environnement et généraliser les conclusions à partir d'une analyse d'observations combinant observations satellites et données de stations ARM. Concernant le rôle des hétérogénéités de surface pour l'initiation de la convection profonde, les études réalisées jusque là ne tiennent pas compte du couplage avec la surface qui peut induire des rétroactions et modifier les conclusions obtenues jusqu'à présent. Il s'agira de réaliser la même étude que celle réalisée lors du postdoctorat de Nicolas Rochetin mais en autorisant un couplage avec la surface.

La deuxième s'attache à **l'importance du rayonnement pour les processus de couche limite et notamment les nuages de couche limite**. Pour l'instant, dans la plupart des simulations LES de cumulus on néglige le rayonnement. Dans certains modèles LES, comme Méso-NH, le rayonnement peut être activé. Mais, la plupart du temps, il s'agit d'un code radiatif faisant l'hypothèse plan-parallèle, i.e. qui suppose un nuage homogène horizontalement et traite chaque colonne du modèle

de manière indépendante n'autorisant pas d'échanges radiatifs entre les colonnes. Si une telle hypothèse est valable pour des mailles assez lâches (d'échelle supérieure à 20 km), elle doit être remise en cause lorsqu'on considère des mailles sous-kilométriques où la variabilité 3D est importante d'une maille à l'autre et où il faut donc tenir compte des échanges radiatifs horizontaux. Des travaux pionniers sur l'interaction rayonnement/nuage à partir de simulations LES ont été réalisés par Klingner (2015) qui montrent des effets radiatifs forts au sommet et sur les bords des nuages. Elle a également étudié comment le rayonnement 3D pouvait modifier le développement du nuage et ses résultats semblent indiquer un impact du rayonnement 3D sur la taille des cumulus. Najda Villefranque, durant sa thèse que je co-encadre avec Richard Fournier, va appliquer de manière off-line un code radiatif 3D à des sorties LES afin d'estimer l'effet radiatif 3D des nuages dans différents régimes. Elle pourra aussi analyser la sensibilité de ces calculs à la microphysique, aux propriétés radiatives des nuages, aux types de nuages... Ces travaux devraient permettre de proposer de nouvelles contraintes pour la représentation de l'effet radiatif des nuages dans les modèles (hypothèses de recouvrement, effet d'angle solaire, prise en compte des hétérogénéités sous-maille) et ce à différentes échelles (des LES aux modèles globaux).

Enfin, la dernière se concentre sur **les hétérogénéités de vapeur d'eau dans la couche limite**. Ces derniers dix ans, des développements instrumentaux ont été réalisés permettant une meilleure caractérisation de la vapeur d'eau dans les basses couches atmosphériques (Weckwerth et al. 1999; Sherwood et al. 2010) ; Turner et al. 2016): on peut désormais obtenir des profils verticaux de manière automatique et couvrant tout le cycle diurne à partir d'un lidar Raman (SGP, Turner et al, 2016), des cartes des hétérogénéités de vapeur d'eau (ou au moins des proxys de cette variable) à des échelles hectométriques, je pense notamment aux observations de réflectivité radar (Hallali et al. 2016) et aux observations d'eau précipitable par satellite (Henken et al. 2015) ; l'eau précipitable traduit essentiellement l'eau des basses couches de l'atmosphère (Couvreur et al. 2010a). Il serait intéressant d'analyser les co-variabilités de température et d'humidité dans les basses couches, d'essayer de comprendre les processus qui pilotent ces variabilités et de revisiter le rôle des hétérogénéités de vapeur d'eau des basses couches pour l'initiation de la convection profonde.

II.3. Simulations explicites pour l'évaluation et le développement de paramétrisations physiques

L'objectif de ce chapitre est de montrer comment les simulations explicites sont devenues un outil de prédilection dans les phases de développement des paramétrisations permettant d'assoir les développements des paramétrisations sur des arguments les plus physiques possibles. Comme présenté dans la partie II.1, cette utilisation repose essentiellement sur une comparaison modèle unicolonne (single-column model, SCM)/LES, promue par le groupe GASS/GCSS¹⁷, où exactement le même set-up est utilisé pour les deux types de simulations. L'utilisation de SCM dans les phases de test des paramétrisations permet de simplifier le problème car on a alors affaire à une simulation très facilement réalisable du fait de son très faible coût de calcul et fortement contrainte: pas d'interaction avec la circulation de grande-échelle (les forçages de grande échelle peuvent cependant être prescrits), accès facile à toutes les variables contrairement à un modèle 3D. Le fait de couper les rétroactions avec la dynamique de grande échelle permet d'être sûr qu'on évalue directement l'effet des paramétrisations ; cependant elle ne garantit pas d'avoir les mêmes résultats en simulations 3D du fait de rétroaction possible par la grande échelle.

Ce chapitre est découpée en trois parties : les travaux liés à la paramétrisation du transport dans la couche limite, ceux liés la paramétrisation de la convection profonde et enfin ceux concernant la paramétrisation des nuages. Ces travaux reposent sur une collaboration avec d'une part des équipes du CNRM mais aussi et surtout avec l'équipe de développement des paramétrisations au LMD. Ils s'insèrent dans le projet DEPHY (Développement et Evaluation des paramétrisations PHYSiques des modèles de climat et de prévision du temps, coordonné par Frédéric Hourdin, François Bouysse et Marie-Pierre Lefebvre, de 2010 à 2013) et sa suite, le projet DEPHY2 coordonné par Catherine Rio, Isabelle Beau et Marie-Pierre Lefebvre, de 2014 à 2016. Ce projet permet d'animer la communauté française travaillant autour du développement des paramétrisations.

Concrètement, le développement de paramétrisation peut se dérouler en quatre étapes: i/ l'analyse conjointe d'observations et de simulations LES pour identifier les processus physiques fondamentaux à représenter, et la mise au point des diagnostics à partir de LES pour guider le développement de la représentation simplifiée de ces processus, ii/ le développement d'une paramétrisation iii/ la réalisation de runs SCM sur 1 ou plusieurs cas et leur comparaison aux résultats des LES, cette phase permet de vérifier notre compréhension conceptuelle d'un processus puisque sa simplification (la paramétrisation) doit permettre de rendre compte de l'effet principal sur les variables moyennes et enfin iv/ la validation en 3D. Notons que toute amélioration en mode SCM ne se traduit pas obligatoirement par des améliorations en 3D du fait des interactions avec la dynamique de grande échelle qui peut masquer ou contre-balancer certaines améliorations et de la présence d'erreurs compensatoires.

II.3.1. paramétrisation de couche limite

De nombreux biais des modèles sont liés à leur représentation de la couche limite: biais chaud sur les continents (Cheruy et al. 2014), cycle diurne des précipitations (Rio et al. 2009), sous-estimation des nuages bas également trop brillants (Webb et al. 2001 ; Karlsson et al. 2008 ; Nam et al. 2012), sous-estimation des stratocumulus sur les bords Est des océans (Ma et al. 1996 ; Yu and Mechoso 1999) pouvant induire des biais importants sur la température de surface de la mer (Hourdin et al. 2015)... De plus, la représentation des nuages bas constitue la principale source de dispersion dans les projections climatiques (Bony and Dufresne 2005; Williams and Webb 2009 ; Vial et al. 2013). De ce fait, lors des vingt dernières années, de nombreux développements ont concerné la représentation de la couche limite. Dans la suite, j'illustre comment les simulations LES peuvent aider au développement de la paramétrisation de couche limite.

¹⁷GASS/GCSS : Global Atmospheric System Studies / Gewex Cloud System Study, fondé sur l'héritage des projets européens EUCREM (EUropean Cloud RESolving Model project) & EUROCS (EUropean project On Cloud Systems).

II.3.1.1. mise en place d'un nouveau diagnostic

Comme indiqué dans le II.1, de plus en plus de paramétrisations de la couche limite s'appuient sur le concept d'EDMF (Eddy-Diffusivity Mass Flux) qui combine un schéma en diffusion turbulente pour représenter les petites échelles turbulentes et un schéma en flux de masse pour représenter les structures cohérentes de la couche limite. Afin de pouvoir valider les paramètres internes du modèle en flux de masse, avec Catherine Rio et Frédéric Hourdin, nous avons proposé un diagnostic permettant de tracer les thermiques dans les simulations LES et de pouvoir en déduire un composite des thermiques moyens. Ce diagnostic, basé sur la concentration d'un traceur émis en surface et qui subit une décroissance radioactive avec un temps de vie d'une heure, permet de caractériser les panaches ascendants de la couche limite (Couvreur et al. 2010b), à partir d'une analyse conditionnelle, similairement à Berg and Stull (2004: caractérisation des structures turbulentes dans la partie basse de la couche limite) ou Siebesma and Cuijpers (1995: caractérisation des nuages de couche limite). Cependant, ce nouveau diagnostic se distingue des précédents diagnostics de la littérature par le fait qu'il permet de caractériser à la fois les structures de la couche limite sèche et celles de la couche limite nuageuse et de pouvoir notamment caractériser la zone d'échange entre la couche sous-nuageuse et la couche nuageuse. Ce critère permet d'accéder aux caractéristiques thermodynamiques, la fraction couverte, le flux de masse des thermiques et les taux d'entraînement et de déentraînement dans la couche nuageuse et la couche sous-nuageuse (Fig 3.1). Il s'agit d'un diagnostic orienté pour le développement de la paramétrisation.

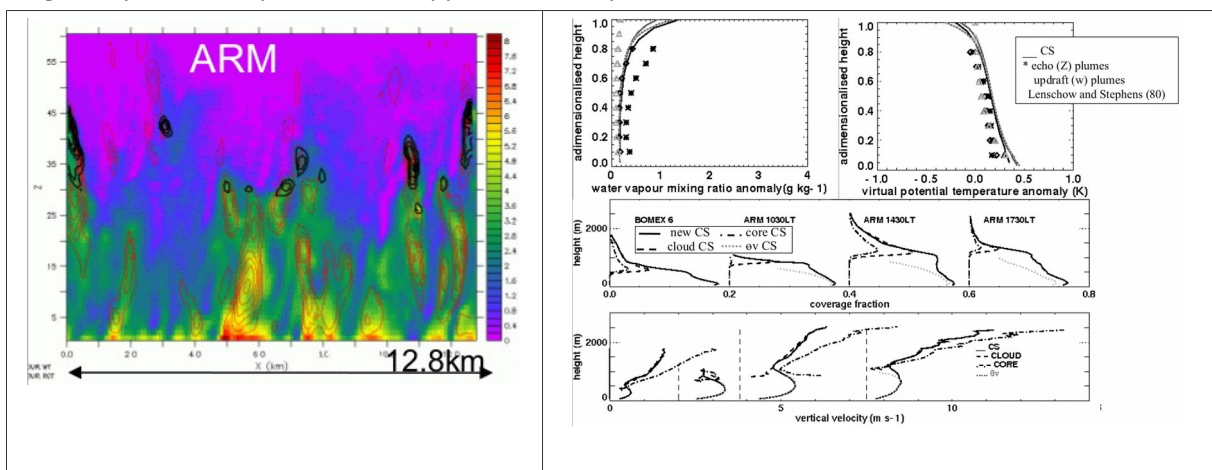


Figure 3.1 : (à gauche) coupe verticale de la concentration de traceurs (couleurs), de la vitesse verticale (rouge) et du contenu en eau liquide (noir) pour la simulation ARM et (à droite) comparaison du diagnostic traceur par rapport à d'autres analyses conditionnelles (en bas) et par rapport à des observations (en haut) (Couvreur et al. 2010b).

Ce diagnostic a été appliqué à trois simulations LES de couches limites convectives sèche (IHOP) et nuageuses (océanique, BOMEX et continentale, ARM) et a ainsi fourni les caractéristiques des thermiques moyens de ces simulations. Il permet de reproduire les caractéristiques observées à partir de mesures avions (Miao et al. 2006) des perturbations des différentes variables thermodynamiques dans la couche sous-nuageuse. A partir de ce critère, nous avons pu quantifier la contribution aux flux turbulents des thermiques de la couche limite: de l'ordre de 50 à 60 % du flux de température potentielle liquide en dessous du $6/10^e$ de la hauteur de la couche limite, le reste du flux est dû à la turbulence de petite échelle.

Le transport de traceurs, et notamment le transport de Radon dans toute l'atmosphère, que j'avais commencé à analyser dans le modèle du LMD pour mon stage de master, a été analysé par Robin Locatelli pendant sa thèse au LSCE. A cette occasion, il a comparé le transport de traceurs réalisé par une simulation SCM par rapport au transport explicitement représenté par la LES (Locatelli et al. 2015) et montré la nette amélioration induite par le schéma des thermiques (Rio and Hourdin 2008).

II.3.1.2. développement des schémas des thermiques

Lors de mon premier stage en sciences de l'atmosphère, en 1998, j'ai travaillé avec Frédéric Hourdin qui développait alors un schéma des thermiques pour les couches limites sèches. J'avais testé ce schéma par rapport aux résultats de la campagne ESQUIF, notamment les sondages réalisés à Trappes (8 radiosondages par jour) pendant trois jours consécutifs particulièrement chauds. Cette comparaison avait montré l'apport d'un tel schéma pour reproduire des journées avec des couches limites particulièrement développées; elle avait également montré une sous-estimation du déentraînement des thermiques en terme d'apport d'humidité au milieu de la couche limite (Hourdin et al. 2002). Lors de sa thèse, Catherine Rio a modifié ce schéma pour y inclure la représentation des cumulus qui chapeautent les thermiques de couche limite (Rio and Hourdin 2008). Pendant cette thèse, elle est venue collaborer deux mois avec moi, lors de mon séjour à l'Université de British Columbia. Nous avons alors travaillé sur l'entraînement et le déentraînement à partir de deux visions. Une première analyse qui concernait l'étude de nuages isolés dans une simulation LES (Zhao and Austin 2005) cherchait à déterminer directement les taux d'entraînement et de déentraînement par bilan de masse sur chaque nuage. L'autre approche consistait à estimer ces taux d'échange plus globalement au niveau de toute une simulation LES à partir des bilans d'humidité ou de traceurs en suivant l'approche de Siebesma and Cuijpers (1995). Suite à ces travaux, nous avons développé le diagnostique présenté précédemment. Ce diagnostique a permis d'évaluer le modèle du thermique et de proposer une nouvelle formulation pour les taux d'entraînement et de déentraînement (Rio et al. 2010). Dans ces formulations, l'entraînement est fonction de la flottabilité divisée par le carré de la vitesse verticale des thermiques alors que le déentraînement dépend de ce même rapport et de l'écart en rapport de mélange d'eau totale entre les thermiques et l'environnement (Fig 3.2). Le profil d'alimentation du thermique est très proche des coefficients d'entraînement déduits de la LES. On note cependant une sous-estimation du taux d'entraînement dans le modèle du thermique dans la moitié haute de la couche limite, qui peut expliquer en partie au moins l'excès de vitesse verticale. Avec ces nouvelles formulations, le modèle reproduit assez bien les anomalies des structures cohérentes dans la couche sous-nuageuse comme dans la couche nuageuse. Seul le maximum de vitesse verticale est trop élevé.

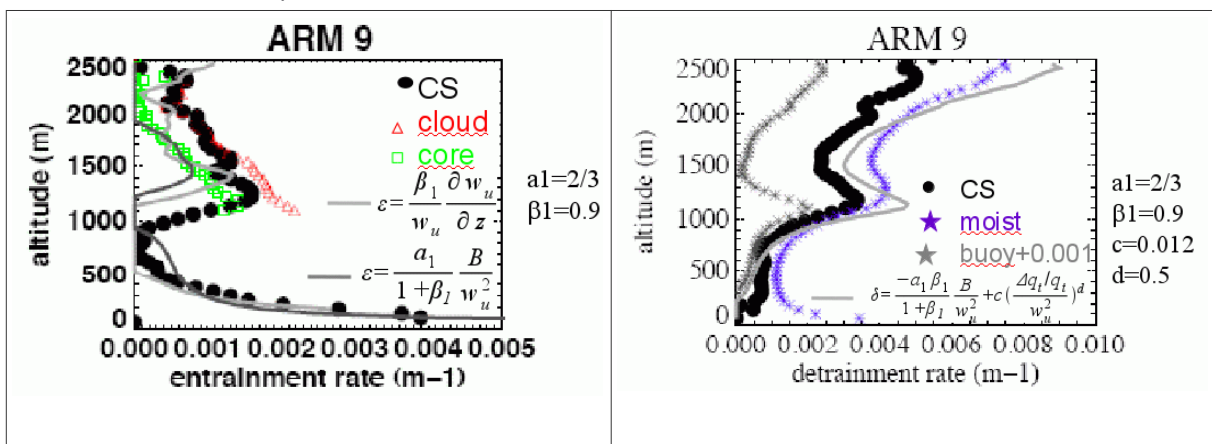


Figure 3.2: profils verticaux des taux d'entraînement (à gauche) et de déentraînement (à droite) déduits du diagnostique des traceurs (ronds noirs) ou obtenus à partir de différentes formulations (lignes grises) (Rio et al. 2010)

Parallèlement aux développements menés au LMD, un schéma similaire a été implémenté dans AROME et Méso-NH en se basant sur les travaux de Soares et al. (2004) pendant la thèse de Julien Pergaud (Pergaud et al. 2009). Comme dans tous les schémas de type EDMF, les résultats sont assez sensibles aux formulations d'entraînement et de déentraînement. Dans ce schéma, le calcul de l'entraînement et du déentraînement se fait via une formulation où les taux de mélange dépendent du rapport de la flottabilité sur le carré de la vitesse ascendante dans la couche limite alors qu'une formulation basée sur un tri en flottabilité (Kain and Fritsch 1990) est utilisée dans le nuage. Une comparaison assez poussée des deux schémas avait été présentée par Yves Bouteloup lors d'une

journée DEPHY. Outre leurs formulations des taux de mélange, ces deux schémas se distinguent aussi par l'initialisation du thermique à sa base (leur fermeture). Sébastien Riette a mis au point un cadre, simulation pendant 1 an, réinitialisée tous les jours sur de petits domaines AROME centrés sur les sites de radiosondages, permettant d'évaluer différentes configurations de la paramétrisation de Pergaud et al. (2009). Il a testé dans ce cadre l'impact d'utiliser les formulations d'entraînement et de déentraînement de Rio et al. (2010) et le rôle de la fermeture (Riette and Lac 2016). Ces travaux promeuvent un nouveau cadre d'évaluation des schémas, moins lourd que des simulations 3D complètes et plus représentatif que des cas 1D.

II.3.1.3. paramétrisation de la couche limite dans la zone grise

Lorsqu'on souhaite utiliser un modèle à des échelles plus fines que 5 kilomètres, comme c'est le cas pour le modèle de méso-échelle de Météo-France, opérationnel depuis décembre 2008 avec une résolution de 2.5km (le modèle tourne depuis avril 2015 avec une résolution de 1.3km), on entre alors dans la zone grise de la turbulence (Wyngaard 2004). Il s'agit de la zone autour de l'échelle caractéristique des thermiques, i.e. l'échelle kilométrique, où les thermiques ne sont plus complètement sous-maille ni très bien résolus (il faut en général 2 à 4 points pour pouvoir résoudre un phénomène donc une résolution d'au moins 250m pour un processus d'échelle kilométrique). Lors d'un stage de quelques mois, en 2001, j'avais travaillé avec Valéry Masson sur le problème de la zone grise. J'avais alors travaillé sur un cas d'étude d'une couche limite convective sans formation de nuages (EFEDA 91) et analysé différentes simulations : une simulation LES avec 100 m de résolution sur un domaine de 15 km de côté, une simulation du même domaine avec une résolution horizontale de 2 km et une simulation 1D. J'avais alors montré la présence de gros tourbillons intempestifs dans la simulation à 2 km de résolution. L'utilisation d'un contre-gradient permettait d'améliorer les résultats à une résolution de 10 km mais pas à 2 km. Suite à ces premiers travaux et dans la perspective d'un modèle opérationnel kilométrique à Météo-France, la thèse de Rachel Honnert, que j'ai co-encadrée avec Valéry Masson, avait pour objectif l'analyse du comportement de la paramétrisation de la couche limite dans la zone grise.

II.3.1.3.1. construction d'une référence

Dans un premier temps, Rachel a déterminé, à partir de cinq simulations LES de cas de couche limite convective en ciel clair et de cas de cumulus, la partition sous-maille/résolu de différents moments d'ordre 2 (l'énergie cinétique turbulente, les flux et variance d'eau totale et de température potentielle) à différentes échelles. Pour cela, elle a moyenné les champs à différentes résolutions afin d'obtenir le champs résolu attendu à cette échelle et en a déduit la fraction sous-maille attendue par différence avec le champs résolu à plus fine échelle qui sert de référence ici 62.5m.

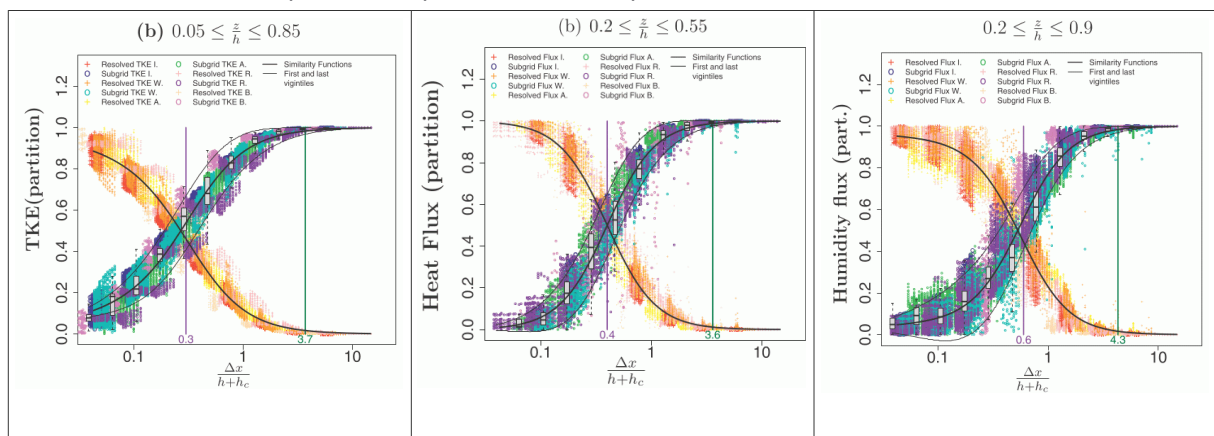


Figure 3.3 : évolution de la fraction sous-maille (couleurs froides) et fraction résolue (couleurs chaudes) en fonction de la résolution normalisée pour l'énergie cinétique turbulente (à gauche), le flux turbulent de chaleur (au milieu) et le flux turbulent d'humidité (à droite). Une couleur différente est utilisée pour chaque simulation (IHOP, WANGARA, AMMA, ARM et BOMEX) (Honnert et al. 2011)

Elle a ensuite établi des lois de similitudes de cette partition (i.e. $tke_sousmaille / (tke_résolue + tke_sousmaille)$) en fonction de la résolution horizontale normalisée (par la hauteur de

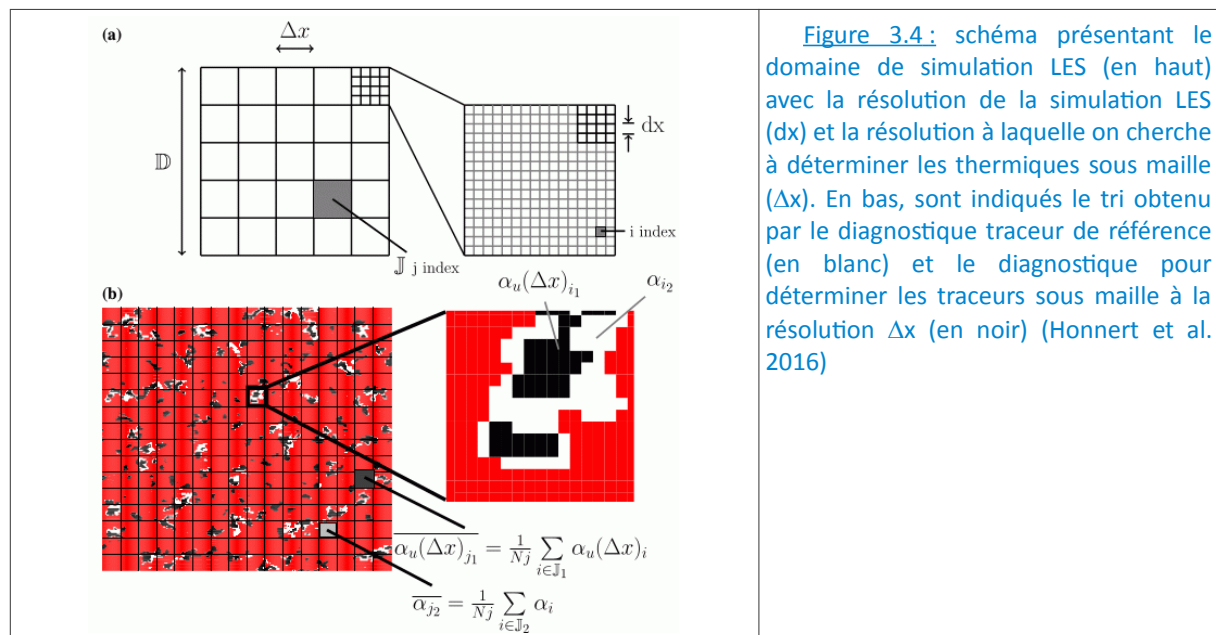
la couche limite en cas clair ou par le sommet des nuages en cas nuageux) (Honnert et al. 2011) qui sont tracées sur la Fig 3.3. On peut noter que l'échelle à partir de laquelle l'essentiel des moments est sous-maille (trait vertical vert) dépend de la variable considérée, des échelles plus importantes sont obtenues pour les moments faisant intervenir la vapeur d'eau en accord avec de Roode et al. (2004). Ces lois fournissent un nouveau diagnostic pour évaluer les schémas de couche limite dans la zone grise.

II.3.1.3.2. évaluation des schémas de flux de masse dans la zone grise

Dans un deuxième temps, Rachel a utilisé ces lois de similitudes pour évaluer le comportement de différents schémas de couche limite dans Méso-NH. Le schéma d'énergie cinétique turbulente (Cuxart et al. 2000) tend à sous-estimer la part paramétrisée de la turbulence aux échelles kilométriques, avec du coup des mouvements résolus trop importants. D'autre part, à ces mêmes échelles (en dessous de 2 km) le schéma en flux de masse (Pergaud et al. 2009) tend à surestimer la part paramétrisée de la turbulence (Honnert et al. 2011); en effet ce modèle simule des thermiques complètement sous-maille à cette échelle, son comportement est, en fait, le même pour une résolution de 10 km ou de 2 km.

II.3.1.3.3. définition de nouveaux diagnostics pour la zone grise

Afin de caractériser les thermiques sous-mailles à l'échelle sub-kilométrique, le diagnostic traceur présenté précédemment et qui permet de caractériser les structures turbulentes, a été adapté pour déterminer la partie résolue des thermiques à une échelle donnée : il doit remplir les trois contraintes suivantes pour être déterminé comme un thermique (les deux premières étant communes au diagnostic traceur présenté précédemment) : i/ l'anomalie de concentration du traceur par rapport à la concentration de la maille de référence doit être supérieure à un seuil, ii/ la vitesse verticale doit être positive et iii/ la vitesse verticale doit être supérieure à la vitesse verticale de la maille de référence. La figure 3.4 illustre la différence entre le diagnostic traceur de référence (en blanc) et celui adapté pour les thermiques sous-maille en gris foncé.



Ce diagnostic a permis de montrer que le cadre du flux de masse était encore pertinent aux échelles kilométriques mais que certaines hypothèses devaient être revues (Honnert et al. 2016). En effet, à l'échelle kilométrique, on ne peut plus supposer ni que la fraction des thermiques est petite ni que la vitesse verticale moyenne de la maille est nulle. Il faut de plus faire dépendre les formulations d'entraînement et de déentraînement de la résolution. Ces modifications sont actuellement en test dans Méso-NH et AROME.

II.3.1.4. paramétrisation de la couche limite stable

En région polaire et en conditions très stables, les modèles présentent de larges biais dont le signe dépend des paramétrisations utilisées pour la surface et la couche limite (Holtslag et al. 2013). Dans ces conditions et en particulier sur les surfaces couvertes de neige, le cycle diurne de la température est très marqué. Ces milieux à faible inertie induisent des découplages entre la surface et l'air et peuvent donner lieu à de très fortes inversions. Pour analyser le comportement des paramétrisations physiques de couche limite en conditions très stables, un nouveau cas d'intercomparaison labellisé par GABLS a été proposé par Eric Bazile. Il repose sur les observations du site de Dôme C acquises en continu depuis 2009 (Genthon et al. 2013). Dans ce cas d'intercomparaison, il s'agit là d'intercomparer séparément le comportement des schémas de surface (en mode offline) sur 15 jours (intercomparaison pilotée par Patrick Le Moigne), des simulations uni-colonnes sur 36h (intercomparaison pilotée par Eric Bazile) et des simulations LES sur 24h (intercomparaison pilotée par moi-même). Pour les simulations LES, notamment pour permettre à plus de modèles de participer, le set-up a été simplifié : les advections horizontales et le rayonnement sont négligés et les forçages de grande échelle sont constants dans le temps. Ces modifications ont été testées en 1D et en LES et changent relativement peu l'évolution des différents paramètres. Le domaine correspond à un cube de 1 km de côté et une résolution de 5 m sur l'horizontale et 2 m sur la verticale est demandée. Pour l'instant, 10 modèles LES ont participé à cet exercice. Les premiers résultats indiquent notamment une variabilité importante des flux de surface au sein des simulations LES (Fig 3.5). Cette variabilité est du même ordre de grandeur que celle obtenue entre les simulations 1D, suggérant qu'il faut comprendre l'origine de ces variations sans doute liées à la diversité des schémas bulk de calcul de flux de surface utilisés dans les simulations qui sont les mêmes pour les simulations 1D et les simulations LES. Pour essayer de mieux comprendre cette variabilité, j'ai tracé les flux de surface en fonction du gradient de température au premier niveau du modèle fois le vent au premier niveau du modèle (Fig 3.5). Dans ces graphiques, la pente correspond au coefficient de transfert, C , dans la formulation : $\overline{w'X'} = C * ws * (X_{k+1} - X_{k-1})$. Dans les formulations classiquement utilisées pour les schémas de surface, C dépend de la stabilité de l'atmosphère et de la rugosité de la surface.

On a pu voir que la pente dépendait de la rugosité prescrite (pente plus négative pour des rugosités plus fortes) et de la résolution utilisée (pente plus négative pour des résolutions plus grossières). La figure 3.5 montre également des pentes différentes le jour et la nuit (dépendance à la stabilité). Par ailleurs, pour une rugosité commune, on peut voir que les pentes dépendent des modèles utilisés, et ce surtout la nuit où la paramétrisation en vortex présente une pente très différente des schémas de type Smagorinsky, montrant donc une forte sensibilité au schéma sous-maille utilisé.

En collaboration avec Guylaine Canut, on a essayé de valider au mieux les structures simulées en utilisant les observations de la tour à Dome C. La tour, de 42 m de haut, dispose en effet de 6 niveaux de mesures des paramètres moyens et de 4 niveaux verticaux avec des mesures des fluctuations turbulentes (Genthon et al. 2013). Les distributions de l'anomalie de température potentielle sont assez proches des distributions observées le jour et ce pour à peu près tous les modèles LES (Fig 3.6). Par contre, on note de grande différence d'un modèle à un autre la nuit: avec selon les modèles pratiquement pas de turbulence à part au premier niveau (comme dans les observations) ou alors de la turbulence présente jusqu'à 40 m (le niveau de mesure le plus haut du mât). Les spectres s'accordent sur une pente $\sim -5/3$ le jour jusqu'à des échelles de $\sim 10 \text{ Dx}$, au-delà on note des résolutions effectives (i.e. la fréquence à partir de laquelle on note un décrochage de la pente par rapport à une pente en $-5/3$) différentes d'un modèle à un autre. Les spectres sont très différents d'un modèle à un autre la nuit ce qui suggère de creuser l'analyse des simulations LES pendant la phase stable (i.e. la nuit).

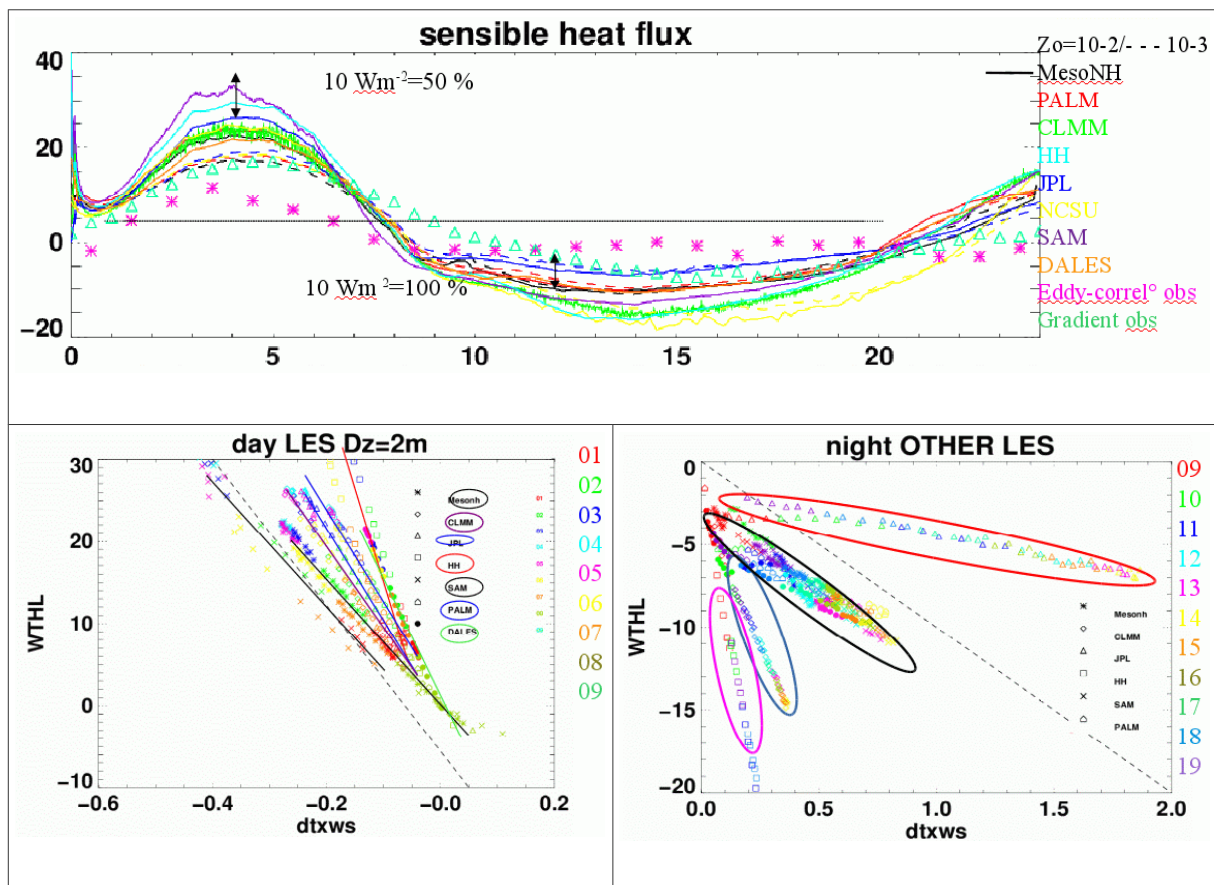


Figure 3.5: (en haut) série temporelle du flux de chaleur sensible observé (symboles par 2 méthodes différentes : mesures par eddy-corrélation ou méthode du gradient) et simulé par différents modèles. (en bas) flux de chaleur au premier niveau en fonction du gradient de température et de l'intensité du vent au même niveau : la pente correspond au coefficient de transfert : un symbole représente un modèle donné et les couleurs changent en fonction des heures (à gauche le jour et à droite la nuit). A droite, sont entourés en rouge les champs issus de la simulation utilisant une paramétrisation sous-maille basée sur un vortex.

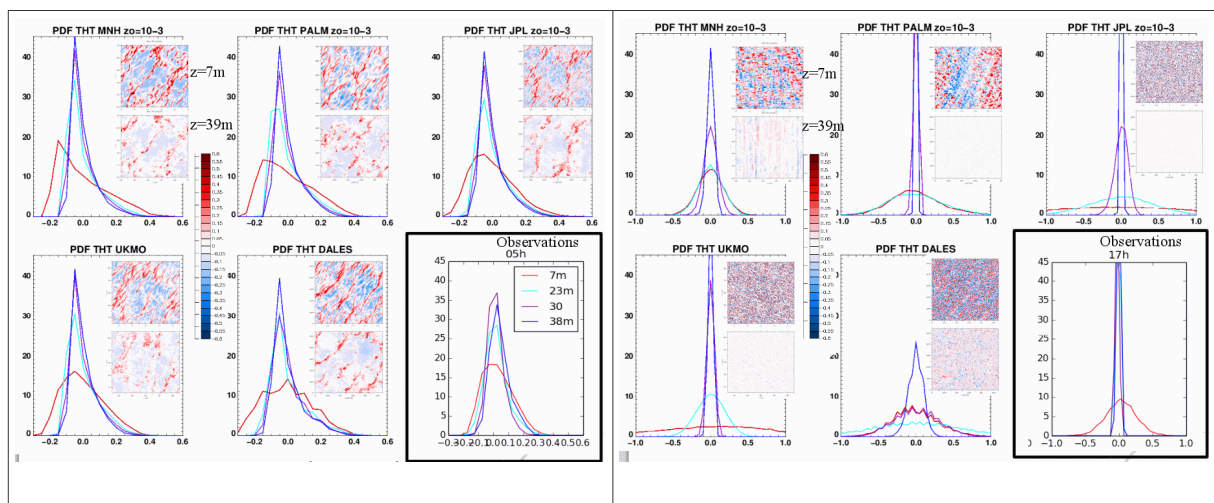
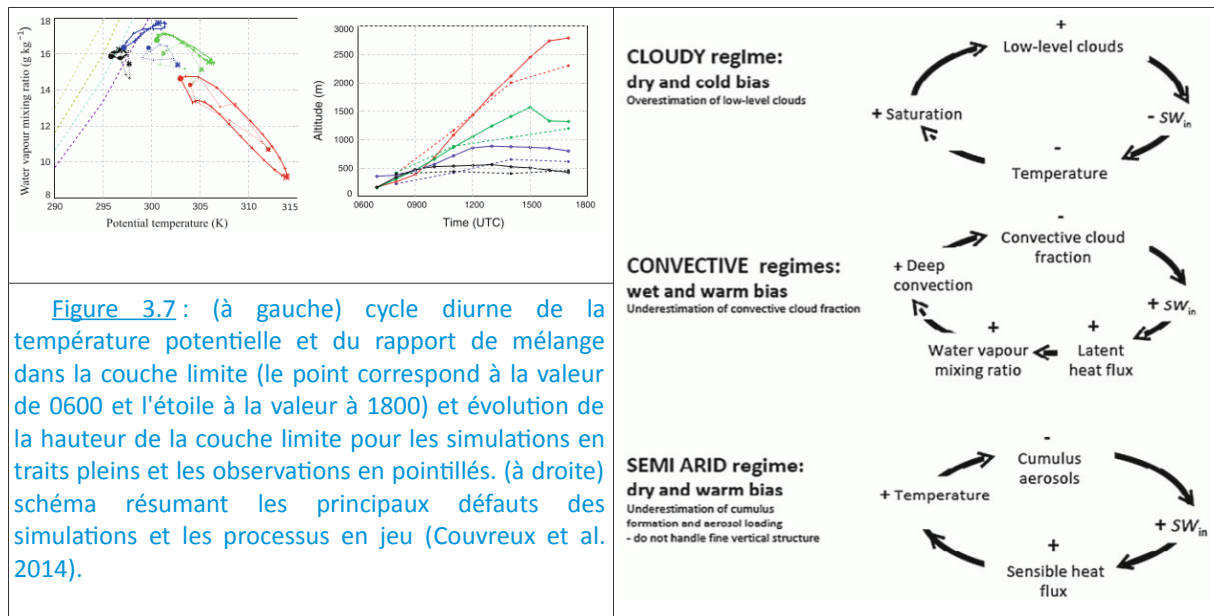


Figure 3.6: distribution de l'anomalie de température potentielle à différents niveaux (7m en rouge, 23m en bleu clair, 30m en violet et 38m en bleu) le jour (à gauche) et la nuit (à droite). Pour les simulations, sont également ajoutées des coupes horizontales de l'anomalie de température potentielle à 7m et 39m.

II.3.1.5. représentation des régimes de couche limite et autres études d'évaluation des modèles

Si dans les travaux précédents l'évaluation des modèles s'est focalisée sur un cas d'étude dont les conclusions ne sont pas généralisables à d'autres cas, dans cette sous-section, je souhaite évoquer les travaux d'évaluation plus générale des paramétrisations qui traitent un ensemble de jours ou un ensemble de régimes. J'illustre ça à partir de deux études, la première concerne la représentation de quatre différents régimes de couche limite observés en Afrique de l'Ouest (Gounou et al. 2012) et la deuxième concerne l'évaluation de modèles opérationnels pendant la campagne BLLAST (Lothon et al. 2014). Ces deux études n'utilisent pas de simulations LES. Dans le cadre du projet HIGH-TUNE, la mise à disposition d'un ensemble de cas LES sera aussi une manière de valider des résultats sur un ensemble de régimes.

Quatre régimes différents (nuageux et peu précipitant, convectif très précipitant, convectif et semi-aride) avaient été identifiés par Amanda Gounou pendant sa thèse (cf partie II.2.4.2). Elle avait également analysé les différents mécanismes à l'œuvre. Un cadre de simulation 1D à partir de Méso-NH utilisant un schéma de surface interactif couplé au modèle atmosphérique a été utilisé pour évaluer la capacité du modèle à simuler ces quatre régimes. Ces simulations, sur des périodes de 10 jours sur 4 archétypes de couche limite, permettent de reproduire les différents régimes thermodynamiques (Figure 3.7), les cycles diurnes des différents termes du bilan d'énergie à la surface et d'identifier les équilibres entre processus de surface/couche limite/nuages actifs aux échelles de temps courtes, inférieures à la journée.



Les défauts des simulations changent selon les régimes (Figure 3.7). Ils se développent rapidement et font la plupart du temps intervenir la représentation des nuages (fraction nuageuse et forçage radiatif des nuages) avec une tendance à sous-estimer la fraction nuageuse et le forçage radiatif sauf pour le régime très nuageux peu précipitant. L'analyse des différents termes des bilans de température et d'humidité souligne le rôle essentiel des processus de couche limite, de convection peu profonde mais aussi des forçages de grande échelle. Le rayonnement et la convection profonde joue également un rôle pour les régimes convectifs et nuageux (Couvreur et al. 2014). Les simulations uni-colonne et celles utilisant un cadre 2D (Peyrille et al. 2007) montrent des cycles diurnes similaires pour les différents régimes suggérant que les simulations uni-colonne sont un outil adapté pour analyser les mécanismes en jeu. La modélisation du cycle diurne sur les zones continentales fait intervenir un rôle important du schéma de turbulence et du forçage radiatif des nuages. D'autre part, nous avons montré qu'un cadre plus simplifié (advection constante dans le temps, simulations non ré-initialisées tous les jours) permettait de représenter les mêmes caractéristiques de couche limite. Ce cadre présente l'avantage d'évaluer un même modèle sur quatre régimes contrastés et donc en partie

de dépasser les limites d'un cas d'étude où le comportement du modèle est évalué spécifiquement sur un cas unique.

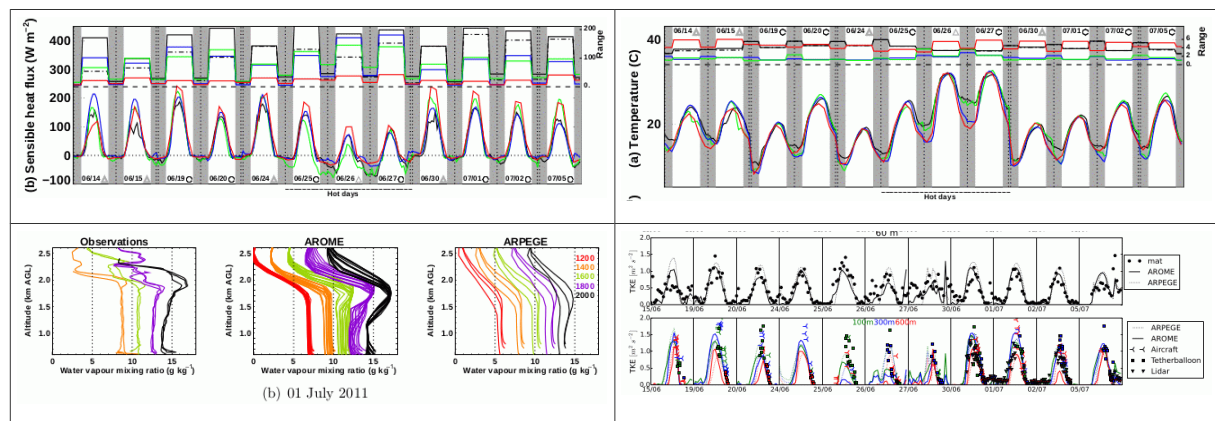


Figure 3.8 : Evolution temporelle pour les 12 POI du flux de chaleur sensible (en haut, à gauche) et de la température à 2m (en haut à droite) pour les observations (noir), AROME (vert), ARPEGE (bleu) et ECMWF (rouge). (en bas à gauche) Profils verticaux de rapport de mélange en vapeur d'eau à différentes heures le 1 Juillet 2011 (les profils sont décalés de 2 g/kg entre chaque profil pour plus de visibilité). Evolution temporelle de l'énergie cinétique turbulente pour les 12 POIs à différents niveaux verticaux (observations en symboles, AROME en traits pleins et ARPEGE en pointillés) (Couvreur et al. 2016)

Dans la deuxième étude, il s'agit d'étudier le comportement des modèles opérationnels de Météo-France, AROME & ARPEGE, sur les douze jours de POI (périodes d'observations intenses) de la campagne BLLAST. Plus précisément, nous avons analysé la représentation des profils verticaux de température, d'humidité et d'énergie cinétique turbulente ainsi que l'évolution temporelle des différents termes du bilan d'énergie (Couvreur et al. 2016). En général, les modèles reproduisent correctement la variabilité d'un jour à l'autre et notamment une phase de canicule de plusieurs jours caractérisés par des flux de chaleur sensible relativement faibles (Fig 3.8). AROME prévoit plutôt mieux la structure verticale de la couche limite, du fait de sa meilleure résolution verticale, mais aussi d'une meilleure résolution des advections de fine échelle.

II.3.2. paramétrisation de la convection

Dans cette partie, j'aborde les travaux auxquels j'ai participé traitant de l'amélioration et de l'évaluation des paramétrisations de la convection profonde. Si la convection peu profonde regroupe les nuages de type cumulus et cumulus congestus qui sont en général pas ou peu précipitant et qui concernent essentiellement la microphysique chaude, la convection profonde, elle, fait intervenir des précipitations significatives et des processus de microphysique glacée. Cette opposition est en fait à nuancer : la campagne RICO a par exemple montré que les cumulus d'alizés étaient souvent associés à de la précipitation et que des courants de densité pouvaient se former sous ces nuages. En fait, il existe un continuum passant de la convection peu profonde à la convection profonde. La plupart des schémas de convection profonde utilisés à l'heure actuelle dans les modèles repose sur un schéma en flux de masse comme proposé par Arakawa and Schubert (1974). Similairement au schéma en flux de masse utilisé pour la couche limite et décrit en II.1.3, on peut exprimer le flux d'une quantité donnée par le flux de masse fois l'écart entre la quantité dans l'updraft moyen et celle dans l'environnement. Il y a trois éléments clés dans un schéma de convection, le critère de déclenchement qui détermine si le schéma est actif, le modèle du panache moyen avec notamment la formulation de ces échanges avec l'environnement les taux d'entraînement et de déentraînement et la fermeture qui fixe l'intensité de la convection.

II.3.2.1. modification du schéma de convection du LMD (triggering & closure)

De nombreuses améliorations de la représentation de la convection profonde ont eu lieu ces dernières 10 années :

- au CNRM avec le développement du schéma PCMT (Prognostic Condensates, Microphysics and Transport) qui représente de manière unifiée la convection sèche, la convection peu profonde et la convection profonde (Piriou et al. 2007 ; Gueremy 2011). Il se base sur une équation prognostique de la vitesse verticale et le schéma est actif dès lors qu'on a une vitesse verticale non nulle. Dans ce schéma, la microphysique est prognostique et de complexité similaire à la microphysique de grande échelle. Les taux de mélange sont séparés en une composante turbulente qui dépend de la vitesse verticale de l'ascendance et une composante organisée déterminée par l'analyse de la flottabilité des mélanges entre l'ascendance et l'environnement.

- au LMD avec des modifications importantes du schéma d'Emanuel (Emanuel 1991) via la représentation des courants de densité (Grandpeix and Lafore 2010) et le couplage du schéma de convection profonde avec les courants de densité et le schéma des thermiques pour la définition du critère de déclenchement et de fermeture (i.e. la détermination de l'intensité) du schéma de convection profonde (Rio et al. 2009). Désormais le schéma est actif si l'énergie de soulèvement (proportionnelle au moment d'ordre 2 de la vitesse verticale) fournie par les thermiques et les courants de densité dépasse la CIN. La fermeture est donnée par la puissance de soulèvement des thermiques et des courants de densité (exprimée comme le moment d'ordre 3 de la vitesse verticale).

J'ai collaboré à deux études concernant les développements effectués au LMD. Le premier travail a concerné une modification de la fermeture pour le rendre dépendant du niveau de convection libre ce qui permet de moduler la puissance convective en fonction des environnements océaniques ou continentaux ; cette modification permet d'améliorer les intensités convectives obtenues à la fois sur des cas continentaux et océaniques (Rio et al. 2013). Pour évaluer le moment d'ordre 3 de la vitesse verticale des thermiques, nous avons utilisé le diagnostique traceur. Cette comparaison a indiqué une sous-estimation de la vitesse verticale sur le cas du 10 juillet 2006.

La deuxième étude faisait l'objet de la thèse de Nicolas Rochetin et a consisté en l'amélioration du critère de déclenchement du schéma de convection profonde du modèle LMDz. Outre la condition que l'énergie disponible pour le soulèvement de l'air de basses couches soit supérieure à la CIN¹⁸, le nouveau critère de déclenchement impose une condition portant sur la taille des cumulus. Cette dernière condition est traitée de manière stochastique : la paramétrisation détermine, à partir de la distribution des tailles de cumulus, exprimée en fonction de leur base et leur hauteur, une probabilité de déclenchement ; le déclenchement lui-même est alors donné par un tirage aléatoire (Rochetin et al. 2014a). Il s'agit donc d'une paramétrisation stochastique qui a été développée à partir d'une analyse géométrique de la population de nuages de la simulation du cas AMMA (cf partie II.2.3.1) et des vitesses verticales des thermiques sous-jacents. La caractérisation des vitesses verticales à la base de chaque cumulus et de leur différents moments a été réalisée dans la simulation LES après une identification objet de chaque cumulus. Elle a permis de valider les formulations proposées pour cette paramétrisation (Fig 3.9). Cette modification permet de retarder le déclenchement en représentant explicitement une phase de transition entre la convection peu profonde et profonde (Rochetin et al. 2014b).

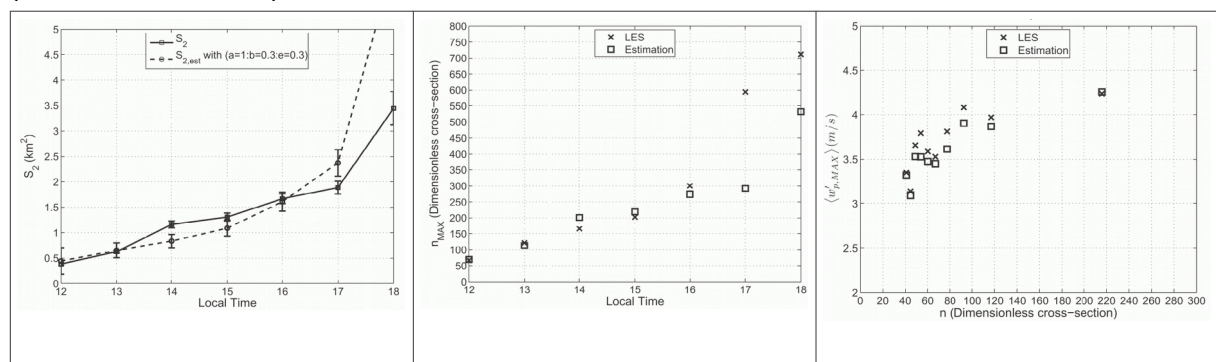


Figure 3.9 : Evolution temporelle (à gauche) de la taille des thermiques dans la LES (traits pleins) ou la paramétrisation (pointillés), (au milieu) et (à droite) de la vitesse verticale maximale du thermique en fonction

¹⁸CIN : énergie d'inhibition convective

II.3.2.2. évaluation de la phase d'initiation de la convection

Dans le cadre du projet EMBRACE (projet Européen sur l'amélioration des modèles de climat), j'ai coordonné l'intercomparaison des modèles sur le cas AMMA, décrit dans la partie II.2.3.1. Des modèles de climat ayant participé à l'exercice d'intercomparaison CMIP5, leur développement en cours ainsi que d'autres modèles en version uni-colonne, en tout 7 modèles avec différents jeux de paramétrisations ont participé. L'étude s'est focalisée sur la représentation du cycle diurne de la convection et a permis de tester différentes hypothèses présentes dans les paramétrisations convectives. L'ensemble des schémas de convection profonde testés était des schémas en flux de masse (la colonne de l'atmosphère est séparée en une partie ascendante et une partie subsidente et le flux de masse, qui correspond au transfert de masse par la partie ascendante, permet d'exprimer le transport vertical lié à la convection). Ils diffèrent cependant par le critère de déclenchement (i/ pour la plupart basée sur un test sur la flottabilité d'une particule soulevée adiabatiquement avec cependant différents seuils mais aussi ii/ sur la convergence d'humidité de grande échelle ou iii/ sur l'énergie de soulèvement fournie par les thermiques et les courants de densité), par leur fermeture (i/ pour la plupart basée sur une relaxation définie par la CAPE¹⁹ mais utilisant différents temps de relaxation mais ii/ aussi sur une convergence d'humidité de grande échelle ou iii/ via la notion de puissance de soulèvement) et par leur formulation des échanges entre la partie ascendante et l'environnement (voir aussi la discussion dans la partie II.1.3.2).

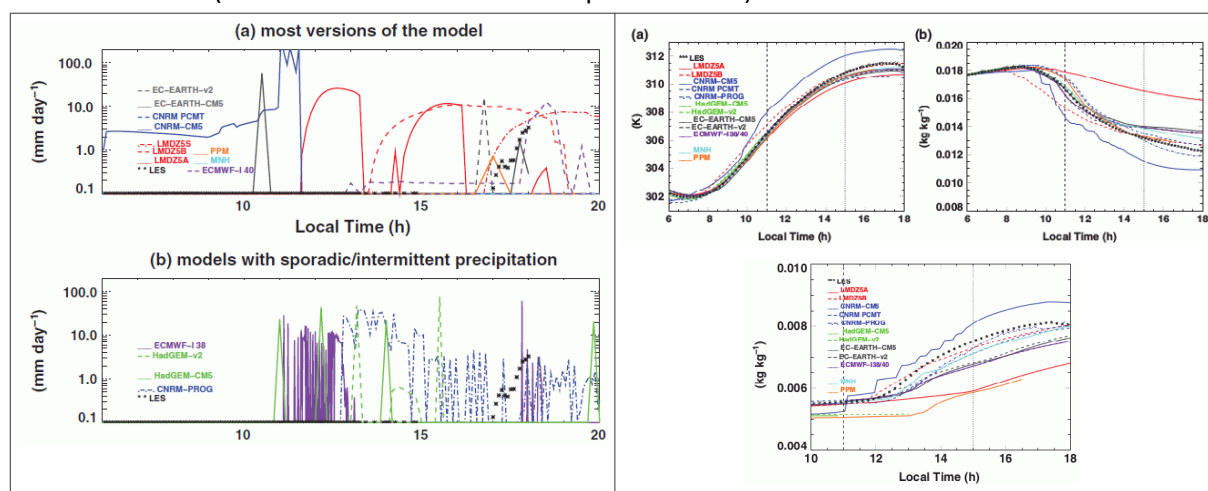


Figure 3.10 : Evolution temporelle de la précipitation en surface prévue (à gauche), de la température potentielle (a en haut, à droite), du rapport de mélange en vapeur d'eau (b en haut à droite) moyennés dans la couche limite et du rapport de mélange en vapeur d'eau dans la couche de cumulus (en bas à droite) par différents modèles. La LES est indiquée avec des étoiles noires (Couvreur et al. 2015)

La plupart des modèles a des difficultés à représenter l'heure d'initiation de la convection profonde ainsi que la quantité de pluie même si des progrès substantiels ont été réalisés par les récents développements de paramétrisations, notamment via un meilleur couplage entre couche limite et convection. Aussi, l'humidification de moyenne troposphère est sous-estimée. Le développement de la couche limite est globalement bien représenté malgré une forte disparité dans l'intensité des échanges au sommet de la couche limite. Enfin la plupart des modèles reproduit la sensibilité aux conditions initiales et latérales des LES (Couvreur et al. 2015).

II.3.3. paramétrisation des nuages

II.3.3.1. état de l'art des paramétrisations des nuages

On s'intéresse ici uniquement à la paramétrisation des nuages de couche limite. Une bonne représentation des nuages de couche limite nécessite deux ingrédients : i/ la représentation du transport vertical dans la couche limite réalisé par les schémas de type EDMF (cf partie II.3.1) puis ii/

¹⁹CAPE= Énergie potentielle disponible pour la convection

la représentation des processus contrôlant les caractéristiques nuageuses (fraction, contenu en eau liquide, précipitations). On fait l'hypothèse ici que ces nuages sont sous-maille ; lorsqu'ils sont résolus à l'échelle de la maille, comme par exemple dans les simulations LES, on renvoie à la partie II.1 qui liste les paramétrisations alors utilisées pour représenter les processus nuageux. Larson et al. (2001) montrent que des biais systématiques apparaissent lors de l'utilisation des variables moyennées à l'échelle de la maille dans les formules microphysiques, i.e. lorsque l'on néglige la variabilité sous-maille et notamment pour l'autoconversion de l'eau liquide en pluie. De ce fait, dans la plupart des modèles, la représentation de la fraction nuageuse et du contenu en eau liquide s'appuie souvent sur des distributions sous-maille. Dans ce cas, il faut d'abord choisir la variable utilisée, souvent uniquement l'humidité (rapport spécifique d'eau totale, humidité relative,..) ou, l'humidité et la température, ou encore le déficit de saturation. Dans certains cas des distributions multivariées utilisant les co-variabilités de la température, l'humidité et la vitesse verticale ont été utilisées (Larson et al. 2002). Ensuite, il faut choisir le type de distributions : triangulaire (Smith 1990), gaussienne (Sommeria and Deardorff 1977), gamma (Bougeault 1982), log-normale (Bony and Emanuel 2001), double-delta (Lappen and Randall 2001b), une combinaison linéaire gaussienne et exponentielle (Cuijpers and Bechtold 1995)... Ces distributions permettent de déterminer la fraction horizontale couverte par le nuage ainsi que son contenu en eau liquide et éventuellement sa conversion en précipitation. D'autres paramétrisations plus complexes tiennent compte de l'évolution pronostique du contenu en eau liquide (Tompkins 2002). Plusieurs travaux ont montré l'existence d'un second mode dans les distributions d'eau totale ou du déficit de saturation: Lappen and Randall (2001b) ont proposé d'en tenir compte via deux diracs et Lewellen and Yoh (1993) via deux distributions gaussiennes jointes pour la température, la vitesse verticale et l'eau totale.

Dans les modèles français (AROME et ARPEGE), ces distributions se basaient historiquement :

- sur les distributions de (Bougeault 1982) qui mélangent une loi gaussienne et une loi gamma afin de représenter à la fois les cumulus et les stratocumulus et

- sur la paramétrisation de (Bony and Emanuel 2001) qui suppose une distribution log-normale du rapport de mélange d'eau totale ; dans ce cas le calcul de condensat nuageux, produit par le schéma EDMF, est fourni à cette paramétrisation qui diagnostique une fraction nuageuse et recalcule un condensat au niveau de la maille.

La formation des précipitations est souvent simplement activée lors d'un dépassement de seuil et même souvent la formation des précipitations dans les cumulus a souvent été négligé.

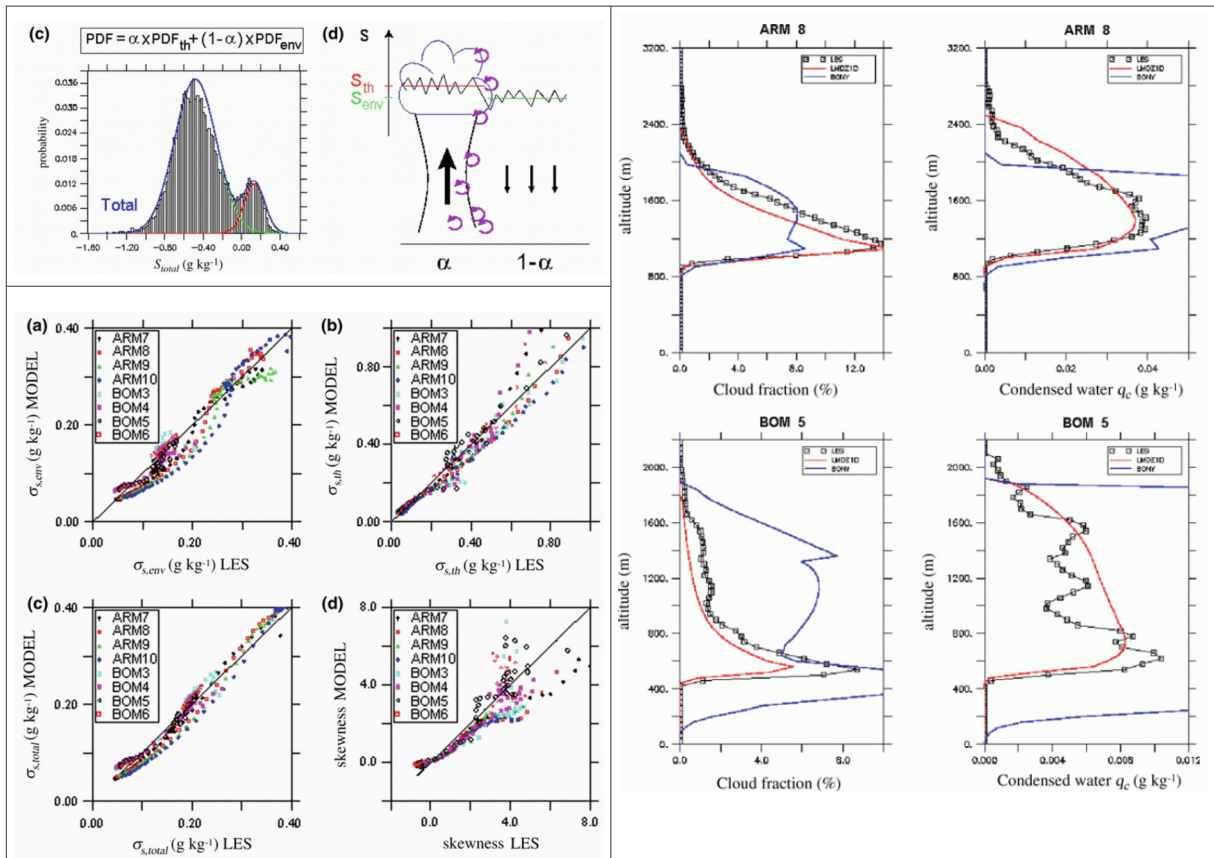
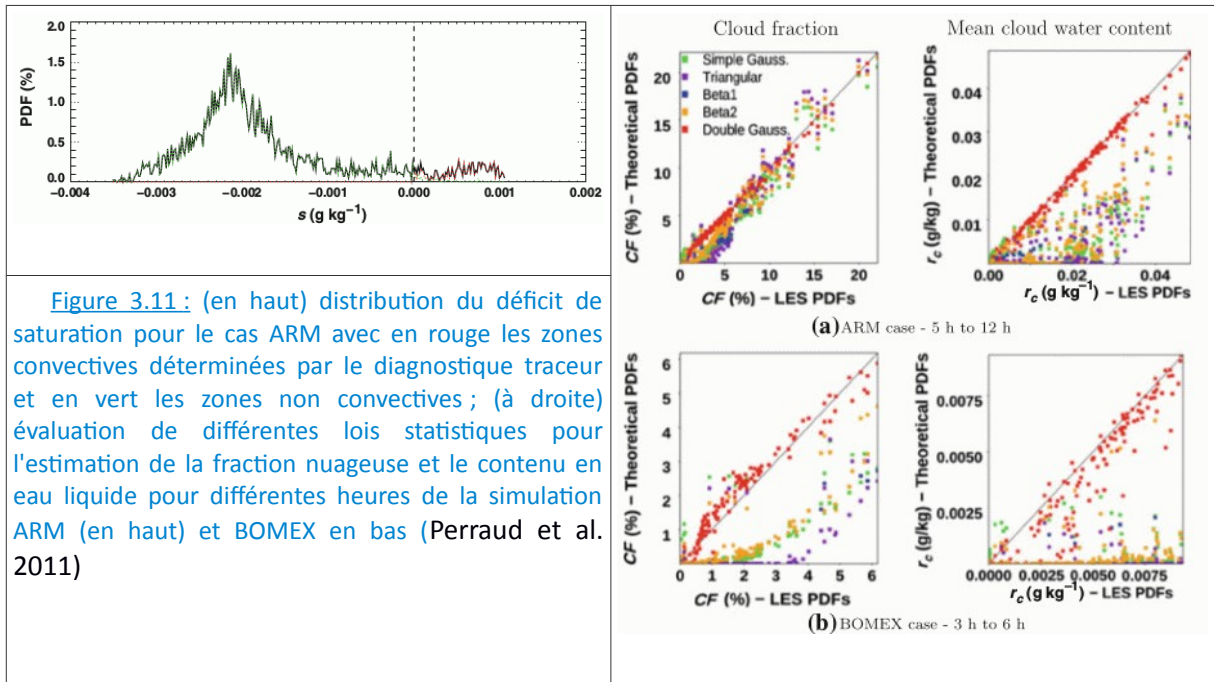
L'objet de la suite de cette partie est de montrer que les simulations LES peuvent apporter des contraintes sur ces paramétrisations.

II.3.3.2. vers des nouveaux schémas de nuages

Lors de mon séjour à Vancouver, j'avais commencé à évaluer la paramétrisation de Bony and Emanuel (2001) pour les cumulus (cas BOMEX et ARM) et montré que la variabilité de la température n'était pas négligeable et pouvait jouer un rôle sur la saturation. J'avais alors également évalué les différents schémas de nuage disponibles dans Méso-NH. Lors de sa thèse qui consistait à évaluer la représentation des nuages de convection peu profonde dans les modèles de méso-échelle, Emilie Perraud a en partie repris ces travaux. Elle a approfondi l'analyse des distributions d'eau totale et de déficit de saturation dans différentes simulations LES et a montré l'importance de considérer la variable déficit de saturation qui permet de tenir compte également des variations de la température et de ces co-variations avec l'humidité (Perraud et al. 2011). Emilie a également évalué les différentes distributions disponibles dans la littérature, elle a montré que la distribution bêta était celle qui permettait de mieux rendre compte des distributions simulées par les LES. Cependant, elle a également souligné l'existence fréquente d'un caractère bi-modal de ces distributions dans les cas de cumulus. L'utilisation de traceurs a permis de montrer que ce caractère bi-modal était lié à la contribution respective dans cette distribution des thermiques et de l'environnement (Fig 3.11 a).

La thèse d'Arnaud Jam, réalisée au LMD, a consisté à développer un nouveau schéma statistique de nuages couplé à la paramétrisation des thermiques de Rio and Hourdin (2008). Ce schéma repose sur une représentation bi-gaussienne de la distribution sous-maille du déficit de saturation, avec une

gaussienne pour représenter l'environnement et une gaussienne pour représenter les thermiques. Les formulations des écart-types des gaussiennes dépendent de la fraction des thermiques et de l'écart du déficit de saturation entre les thermiques et l'environnement (Jam et al. 2013 et la Fig 3.11).



Ces formulations ont été validées grâce à l'utilisation du diagnostique traceur décrit plus haut, dans des simulations LES de cumulus. Ce diagnostique a permis de confirmer que chacune des distributions gaussiennes était respectivement liée à la variabilité au sein des thermiques ou au sein de l'environnement. Ce nouveau schéma permet une meilleure représentation de la base et du sommet des nuages ainsi que de la fraction nuageuse. Une fois, implémenté en 3D dans LMDZ, ce nouveau schéma de nuage a eu tendance à détruire les stratocumulus sur les bords Est des océans, il a donc dans un premier temps été désactivé. Finalement, Arnaud Jam a proposé une modification du calcul de flottabilité du thermique en calculant l'écart de température potentielle par rapport à une zone légèrement au-dessus. Cette modification permet d'éviter de détruire les stratocumulus car en présence d'une forte inversion l'air entraîné près de l'inversion stoppe immédiatement le thermique.

II.3.4. Conclusions et Perspectives

Si les simulations LES sont utilisées depuis longtemps dans la phase de développement des paramétrisations (Browning et al. 1993), il y a eu une forte augmentation de leur utilisation durant ces dernières vingtaines d'années, notamment du fait de l'accroissement de la capacité de calcul qui les rend plus accessibles. Les simulations LES sont devenues un outil de prédilection dans le développement des paramétrisations, comme je l'ai illustré précédemment sur quelques exemples, et sont devenues un intermédiaire entre les observations qui ne sont souvent pas suffisantes pour identifier des défauts de paramétrisations et les simulations uni-colonnes. Un des principaux avantages de ces simulations est la possibilité de dériver des diagnostics orientés vers les paramétrisations, i.e. où sont calculés des termes intervenant dans les paramétrisations difficilement observables, on peut citer par exemple les profils verticaux de taux d'entraînement et de déentraînement déduit du diagnostique traceur ou encore l'estimation des thermiques sous-maille aux échelles sub-kilométriques. Ces simulations permettent aussi d'aller vérifier des relations déduites de raisonnement physique comme par exemple l'expression du taux d'entraînement comme le rapport de la flottabilité et du carré de la vitesse verticale des thermiques ou encore la formulation de la taille horizontale des nuages en fonction de leurs bases et leurs épaisseurs.

Ces travaux reflètent une collaboration étroite avec l'équipe de développement du modèle LMDz. Si la collaboration avec les équipes de développement des modèles du CNRM n'en est pas au même degré de maturité, il y a cependant une évolution positive, comme l'illustre par exemple la collaboration interne au CNRM sur le cas d'intercomparaison GABLS4, et ce notamment grâce au programme DEPHY.

De manière générale, il y a sans doute un besoin d'arriver à faire plus de liens entre les cas d'études, très utilisés lors du développement des paramétrisations grâce à la comparaison 1D/LES, et les simulations 3D. En effet, malheureusement, les améliorations visibles en 1D, ne se traduisent pas toujours par des améliorations dans les simulations globales du fait de rétroaction avec les processus résolus et de compensation d'erreurs. Le fait de bénéficier d'un ensemble conséquent de cas 1D (plus d'une dizaine) permettant de documenter différents régimes et sur lesquels seraient testés systématiquement toutes les améliorations est une bonne chose. A ces cas d'études, il serait bon d'ajouter des cas très idéalisés qui permettent de simplifier les problèmes (cas avec ou sans cisaillement de vent, cas avec ou sans vapeur d'eau,...). Il faut aussi réfléchir à des méthodologies permettant de faire le lien entre ces deux types de configurations où une première interaction avec la dynamique mais relativement simple et maîtrisée pourrait être utilisée. L'utilisation des modèles de climat en mode transpos'AMIP où les biais liés aux paramétrisations qui se développent rapidement peuvent être identifiés avant qu'ils ne soient masqués par des compensations d'erreurs de différentes sources.

Enfin, l'utilisation de traceurs pour caractériser le transport est très efficace comme l'a démontré le diagnostique traceur. Ces traceurs sont encore sous-utilisés dans l'évaluation des paramétrisations. J'avais par exemple codé le transport de traceurs émis systématiquement légèrement sous la base des nuages et au-dessus de leur sommet comme dans Zhao and Austin (2005) pour analyser les transports effectués par les nuages que je n'ai malheureusement jamais exploité par manque de temps. L'utilisation pourrait également permettre de mieux comprendre la phase de transition de la couche limite convective à la couche limite stable en déterminant l'évolution du transport.

J'envisage trois perspectives à ces travaux qui seront également reprises dans la partie projet scientifique de ce manuscrit. La première concerne **la représentation des descentes d'air sec dans les modèles en s'inspirant du formalisme flux de masse**. Ces structures ne sont pour l'instant pas du tout prises en compte dans les modèles. Or, j'ai mis en évidence à partir d'observations et de simulations LES pendant ma thèse que ces structures contrôlaient en partie la variabilité de la vapeur d'eau dans les basses couches, expliquant près de 50 % du flux turbulent de vapeur d'eau. Il faudra cependant au préalable creuser grâce aux simulations LES la compréhension du processus d'initiation de ces structures qui semble relier aux perturbations du sommet de couche limite par les thermiques, ce qui nous permettra ensuite de proposer une formulation pour la fermeture du schéma en flux de masse.

La seconde concerne **la réflexion sur le continuum convection sèche, convection peu profonde, convection profonde**. Cela rejoint les travaux envisagés sur la phase de convection peu profonde décrits en II.2.4. Il me semble assez logique de représenter par un même schéma en flux de masse les thermiques et les cumulus; LeMone and Pennell (1976) avaient par exemple montré que les cumulus chapeautaient les thermiques. La formulation proposée par Neggers (2009) de deux thermiques, un thermique sec et un thermique nuageux est aussi attrayante. J'ai du mal à me laisser convaincre qu'on peut représenter par un seul schéma en flux de masse ayant les mêmes taux d'échanges avec l'environnement et la même fermeture, la convection peu profonde et la convection profonde. Comme l'illustre la figure 3.13, les cumulonimbus côtoient souvent les cumulus et si les premiers peuvent être présents de manière isolée, les cumulus sont eux plus répartis homogènement.

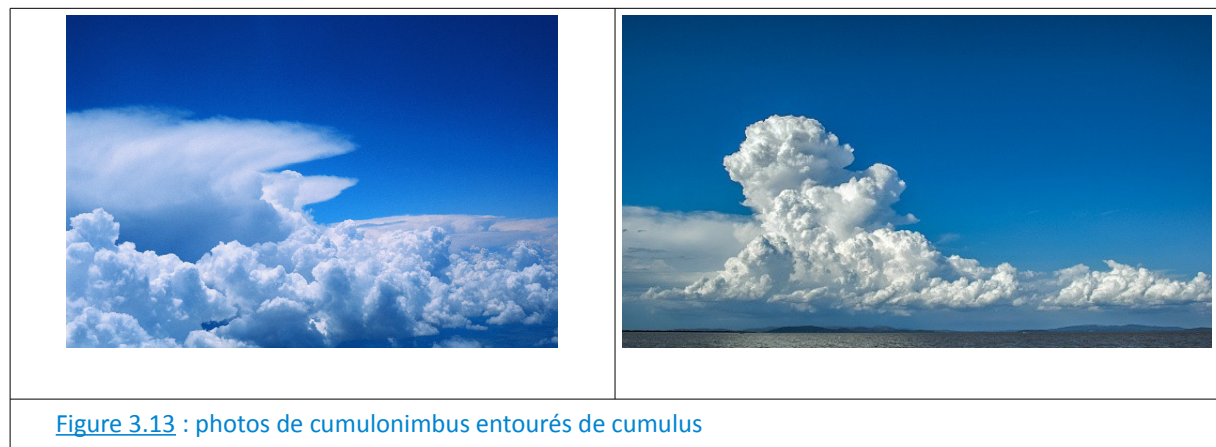


Figure 3.13 : photos de cumulonimbus entourés de cumulus

Des travaux récents ont cependant par exemple montré peu de différences thermodynamiques dans les structures sous-nuageuses des cumulus et des cumulonimbus (Kuang and Bretherton 2006 ; (Boing et al. 2012). J'aimerais donc mettre au point un diagnostique permettant de tracer les nuages de convection profonde et déterminer la contribution respective au transport de masse, d'énergie, d'humidité et de quantité de mouvement de la convection peu profonde et la convection profonde. Concernant les améliorations de la représentation de la convection profonde, les travaux que nous avons réalisés avec Nicolas Rochetin indiquent un rôle des hétérogénéités de surface sur le conditionnement de l'heure et de la localisation du déclenchement de convection profonde qu'il faudrait donc prendre en compte. On peut envisager, par exemple, de faire dépendre le critère de déclenchement (dans le cadre du calcul de l'énergie disponible de soulèvement) de la variabilité sous-maille de l'eau dans le sol (qu'il faudra cependant paramétrer via des informations cartographiques

ou par une loi permettant d'exprimer cette variabilité en fonction de la quantité moyenne de l'eau dans le sol).

La dernière traite d'**une nouvelle méthode pour réaliser le tuning des modèles**. Toute paramétrisation inclue des coefficients dont il faut déterminer la valeur. Dans les travaux de Rio et al. (2010), nous avons déterminé les coefficients des formulations d'entraînement et de déentraînement de manière relativement artisanale, en se basant sur le calcul de ces formulations dans les simulations LES sur seulement deux cas d'études. Dans le projet HIGH-TUNE qui vient d'être accepté, il s'agira à partir d'une batterie de 12 cas (1D/LES) de développer une méthode de tuning automatique appliquée à la paramétrisation des thermiques qui consistera à déterminer de manière objective via une méthode statistique proposée par Williamson et al. (2013) les gammes de valeur des différents paramètres. Cet outil fournira en plus une documentation approfondie du comportement de cette paramétrisation dans différents régimes nuageux soulignant les paramètres les plus sensibles et d'éventuelles incohérences si aucune gamme de valeur ne peut être définie. Si la méthodologie porte ses fruits, elle pourra ensuite être appliquée à d'autres paramétrisations.

III. Projet scientifique

La partie sur les résultats scientifiques a été abordée en se focalisant sur les simulations LES et leur utilisation pour répondre à différentes problématiques scientifiques concernant soit la compréhension des processus soit l'amélioration de la représentation de ces processus dans les modèles. Je souhaite dans cette partie présenter le bilan de mes travaux et mon projet scientifique en insistant plus particulièrement sur quelques questions scientifiques. Je commence donc par rappeler les deux grands thèmes scientifiques que j'ai abordés jusqu'à présent et qui forment un socle important de mes motivations, avant d'évoquer les travaux que j'envisage de développer dans les années à venir.

III.1. Synthèses de mes travaux

Au cours de mes différents travaux, j'ai pu aborder différentes problématiques que j'ai regroupées ci-dessous autour de deux thèmes. Le premier concerne les processus à l'œuvre pour expliquer la variabilité thermodynamique de la couche limite que ce soit en phase convective, en phase stable ou lors de la transition de la première à la deuxième. Le deuxième concerne l'initiation de la convection profonde. Si les simulations LES peuvent être vues comme un véritable laboratoire virtuel donnant accès à toutes les informations nécessaires pour le développement des paramétrisations à un niveau toujours inégalé (notamment par la disposition de champs 4D à haute résolution) par l'instrumentation actuelle, j'ai aussi montré que les observations vont de pair avec l'utilisation des LES pour deux aspects, le premier concerne la définition des cas d'études (conditions initiales, forçages,...) et le deuxième pour la validation des résultats LES.

III.1.1. processus à l'origine de la variabilité de la couche limite

La vapeur d'eau présente une variabilité spatiale importante pas encore complètement comprise et qui joue pourtant un rôle essentiel sur les nuages, les précipitations et le bilan radiatif de l'atmosphère. J'ai travaillé à la fois à la compréhension des processus à l'origine de cette variabilité et à leur représentation dans les modèles. L'approche retenue couple analyse d'observations et modélisations numériques de différents types, mais essentiellement des simulations LES. En particulier, je me suis intéressée à la caractérisation des basses couches atmosphériques en Afrique de l'Ouest bénéficiant des nombreuses observations acquises lors de la campagne AMMA.

La plupart de ces travaux a concerné les couches limites convectives avec la caractérisation des thermiques et des descentes d'air sec, l'estimation de leur contribution aux flux de vapeur d'eau et de température. J'ai également développé un diagnostique basé sur l'utilisation d'un traceur et qui permet de caractériser les structures convectives. Ce diagnostique nous a permis de montrer que les structures cohérentes de la couche limite expliquaient la majorité des flux turbulents de chaleur et d'humidité. Il permet aussi d'évaluer les variables internes de la paramétrisation comme les vitesses verticales des thermiques, leur fraction, les taux d'entraînement et de déentraînement et a guidé les développements du modèle du thermique du LMD avec une nouvelle formulation de l'entraînement et du déentraînement et une nouvelle paramétrisation des nuages sous-maille. Je me suis également penchée sur le problème de la zone grise de la turbulence. Nous avons montré que la paramétrisation en flux de masse représentait trop de contributions sous-maille alors qu'à ces échelles une partie des flux turbulents était directement résolue par le modèle. Nous avons proposé des modifications pour palier aux défauts des paramétrisations de la couche limite aux échelles kilométriques.

Depuis 2011, à l'occasion de la campagne BLLAST, j'ai analysé la transition d'une couche limite convective à une couche limite stable en collaboration avec Marie Lothon et d'autres collègues. Nous avons pu mettre en évidence deux phases, une première phase de décroissance lente de l'énergie cinétique turbulente où les mêmes mécanismes que durant la couche limite convective sont à l'œuvre et une deuxième phase de décroissance plus rapide de cette variable qui est moins bien comprise, avec notamment le rôle des circulations de méso-échelle et du rayonnement qui n'ont pas

été bien identifiés. Aussi, nous avons montré qu'AROME représentait assez bien les différents régimes et les structures de méso-échelle observés globalement durant la campagne.

Enfin, depuis 2014, je m'intéresse également à la couche limite stable. En particulier, je pilote l'intercomparaison des simulations LES pour le cas GABLS4 d'étude des couches limites antarctiques. Les résultats préliminaires de cette intercomparaison montrent, le jour, la présence d'une couche limite convective d'une hauteur de quelques centaines de mètres reproduite de manière similaire par l'ensemble des modèles LES. Par contre, les modèles présentent plus de dispersion entre eux sur deux aspects : i/ l'intensité du flux de chaleur sensible, de jour comme de nuit avec une gamme de variabilité de l'ordre de 20 W/m^2 , ce qui est également la valeur du flux maximum observé ce jour là ; cette disparité semble à première vue reliée à la variabilité des schémas de surface et ii/ les modèles diffèrent fortement sur les caractéristiques de la couche limite stable (épaisseur, structures turbulentes, ...).

III.1.2. initiation de la convection profonde

Puisque la couche limite joue un rôle clé sur le cycle diurne de la convection sur les continents, je me suis aussi intéressée aux processus contrôlant l'initiation de cette convection en particulier en zone semi-aride. Ces travaux se basent essentiellement sur l'étude d'un cas d'école, le cas du 10 juillet 2006, où de la convection locale s'est développée juste au niveau de la station mobile ARM, qui avait été déployée à Niamey pendant un an. Outre sa bonne documentation par les observations, ce cas est également un cas représentatif (i) des initiations de convection observées durant le mois de juillet à Niamey à partir des observations radar et (ii) du couplage principal observé entre humidité du sol et convection établi à partir des observations satellites. Ce cas a permis d'évaluer une partie des modèles de climat participant à l'exercice CMIP5 qui, malgré les améliorations conséquentes sur le cycle diurne de la convection, peinent encore à représenter l'humidification effectuée durant la phase de convection peu profonde. Ce cas a également permis d'analyser le rôle des hétérogénéités de surface et d'identifier les interactions entre les thermiques de la couche limite, la circulation de brise induite par l'hétérogénéité de surface et le vent moyen. Enfin, il a permis une caractérisation du cycle de vie des courants de densité.

III.2. Perspectives

J'ai choisi d'organiser les perspectives de ces travaux en cinq grands axes. Le premier concerne une réflexion sur le devenir de l'utilisation des simulations LES. Les suivants détaillent les pistes de recherche envisagées à plus ou moins long terme sur différents processus clés schématisés sur la Figure 3.1. Ces perspectives sont fortement structurées par le projet HIGH-TUNE qui vient d'être accepté et dont l'objectif principal est d'améliorer la représentation des nuages bas et de leur effet radiatif dans les modèles de grande échelle.

III.2.1. Le futur des simulations LES

Cette partie reprend des éléments préparés avec Christine Lac, Thierry Bergot et Fanny Duffourg dans un groupe de réflexion au CNRM sur l'utilisation des LES. Plus précisément, je souhaite discuter quatre points. Le premier traite des améliorations attendues dans les dix prochaines années, le deuxième point aborde les avantages et inconvénients d'une complexification des simulations LES, le troisième discute les difficultés liées à la réalisation de Giga-LES et les attentes de telles simulations et enfin, le dernier expose les implications d'une systématisation de ces simulations et discute leur mise à disposition pour la communauté scientifique.

III.2.1.1. Quelles améliorations attendues?

Les améliorations attendues dans le futur concernent i/ les paramétrisations sous-maille utilisées dans les simulations LES, ii/ la résolution du modèle, l'hypothèse anélastique et le schéma d'advection et iii/ l'exploitation des traceurs.

- ◆ Les paramétrisations sous-maille

Les récents travaux autour du cas GABLS4 ont montré une sensibilité des résultats à la paramétrisation de la turbulence sous-maille (cf Fig 3.5) et notamment de l'hypothèse d'isotropie de la turbulence sous-maille. En effet, le modèle qui se comporte différemment sur la Fig 3.5 est le seul schéma à ne pas supposer l'isotropie de la turbulence. Actuellement dans Méso-NH, la turbulence sous-maille est supposée isotrope. Des développements prenant en compte l'anisotropie sont en cours de développement dans les modèles de Météo-France par Eric Bazile et Quentin Rodier. Aussi, dans le schéma de turbulence de Méso-NH, les coefficients de diffusivité sont identiques pour la température et l'humidité, pourtant l'analyse de simulations LES et des observations sur site (travaux de Pascal Marquet & Rachel Honnert), semble montrer que c'est une hypothèse assez forte surtout pendant les phases de transition. L'importance de la prise en compte ou non de cette différenciation sera analysée dans le cadre de HIGH-TUNE.

Pour le rayonnement, l'hypothèse d'un plan parallèle négligeant toute interaction avec le rayonnement des colonnes voisines est utilisée dans la majorité des codes LES. C'est une hypothèse forte notamment à l'échelle des LES. Avec l'avènement de simulations réalistes de champs de nuages, il est temps à présent de s'attaquer à la représentation du rayonnement et de son impact sur la dynamique des nuages. C'est un thème en plein essor au CNRM. La thèse de Najda Villefranche abordera cet aspect en estimant les effets radiatifs 3D des nuages de couche limite ; ses travaux devraient permettre de proposer des pistes d'amélioration pour de nouvelles formulations. Je reviendrai sur cet aspect dans la section III.2.4. Le schéma de rayonnement dans les ondes courtes (solaires) actuellement utilisé dans Méso-NH a par ailleurs un coût de calcul qui dépend quadratiquement du nombre de niveaux verticaux du modèle donc très important en mode LES. Le schéma RRTM dépend lui linéairement du nombre de niveaux verticaux de modèle et pourrait être une première alternative pour diminuer le coût calcul de cette paramétrisation en mode LES. Les temps d'appel du rayonnement est un autre point sensible. Souvent dans les modèles (et ce à différentes échelles), le rayonnement est appelé moins fréquemment qu'à chaque pas de temps du modèle. Christine Lac (communication personnelle) a montré, sur un cas de brouillard, une forte modification induite par un appel au rayonnement tous les pas de temps: avec par exemple un impact radiatif des ondes de Kelvin-Helmoltz décalé par rapport aux fluctuations du champs de vitesse si le rayonnement n'est pas appelé à tous les pas de temps. Nous avons également vu dans les simulations de BLLAST que les résultats étaient sensibles à l'appel au rayonnement. Christine a aussi montré, dans un cas LES, qu'un appel plus fréquent du rayonnement ne représentait pas une si grosse augmentation du temps de calcul. Dans le cadre des sensibilités analysées dans HIGH-TUNE, celle au temps d'appel du schéma de rayonnement sera quantifiée, afin de généraliser aux cas de cumulus et de stratocumulus ces conclusions.

La dernière paramétrisation sensible pour les LES est le schéma microphysique (Matheou et al. 2011). L'intercomparaison RICO a par exemple montré la grande variabilité des profils d'hydrométéores prévus entre LES (vanZanten et al. 2011) et n'avait pas pu démontrer une meilleure représentation d'un type de schéma microphysique (schéma à 1 moment, à 2 moments ou schéma bin). Pour l'instant, Méso-NH n'est pas doté d'un schéma bin qui résout l'ensemble de la distribution en taille des hydrométéores. Cependant, différents schémas microphysiques à 1 ou 2 moments sont disponibles. Et depuis très récemment, un schéma à deux moments, permettant de tenir compte du couplage avec les aérosols (Vie et al. 2016) a été introduit. Il permet de tenir compte de l'activation des aérosols en noyaux de condensation ou noyaux glaçogènes et donc d'analyser les interactions nuages/aérosols. Mais la difficulté alors est d'initialiser correctement la simulation en noyaux de condensation. Je n'envisage pas directement de réaliser des développements microphysiques mais je suivrai les développements réalisés notamment dans l'équipe Méso-NH. D'autre part, dans HIGH-TUNE, nous évaluerons la sensibilité des résultats LES aux différents schémas microphysique disponibles dans Méso-NH.

◆ Résolution, hypothèse anélastique et schéma d'advection

Concernant la résolution, il n'y a pas de consensus dans la littérature sur le ratio optimal entre résolution horizontale et verticale. Par le passé, notamment pour les simulations de stratocumulus, la

maille verticale a été fortement réduite aux abords de l'inversion du sommet de couche limite pouvant aboutir à des rapports de 7 à 10 (Stevens et al. 2005, Ackerman et al. 2009). Des premiers tests de sensibilité dans l'intercomparaison GABLS4 semblent indiquer une dépendance des résultats à ce rapport (travaux de Bjorn Maronga). Nous analyserons cette sensibilité dans les différents cas LES.

Pour l'instant, les équations de Méso-NH utilisent l'hypothèse anélastique. Cependant, cette hypothèse pose des problèmes en présence de fortes pentes (non convergence du solveur de pression) et il peut être nécessaire alors de passer à un système d'équations compressibles pour s'affranchir du solveur de pression. Le passage au système compressible ajoute une variable prognostique (la densité) mais supprime l'équation du solveur de pression; cependant la résolution de l'équation de la densité nécessite des pas de temps très courts (résolution des ondes sonores). Dans mes centres d'intérêt actuels, un système compressible ne devrait pas améliorer mes simulations et je n'attends donc rien de ces modifications.

Enfin, les travaux que j'ai réalisés avec Lucie Rottner dans le cadre d'une partie de sa thèse ont montré que la dynamique temporelle était assez lente (très peu de variations sur des échelles de l'ordre de la minute malgré un pas de temps de l'ordre de la seconde). Ce comportement est-il une conséquence du schéma temporel utilisé dans Méso-NH (schéma Leap-Frog qui inclut un filtrage temporel) ? L'utilisation possible d'un schéma temporel de type Runge-Kutta désormais disponible dans Méso-NH permettrait de trancher. Ces travaux ont également souligné une sous-estimation de l'énergie cinétique turbulente par rapport aux observations de la campagne BLLAST dont on pourrait essayer de comprendre l'origine. D'autre part, des premiers tests effectués au CERFACS ont montré la possibilité d'utiliser un schéma temporel Runge-Kutta du 4^e ordre avec un schéma centré d'avection, permettant de gagner en efficacité sans augmenter la diffusion numérique (ce qui était le cas avec l'utilisation du schéma d'avection WENO5). Ces modifications permettent de diminuer fortement le cout de calcul des simulations LES sans les dégrader. Et c'est le set-up de référence que j'utilise désormais pour mes simulations.

◆ Les traceurs

Les travaux de Heus et al (2008) et Boing et al (2014) ont montré le potentiel des traceurs lagrangiens afin de déterminer l'origine et le devenir des masses d'air dans les nuages de convection peu profonde ou de convection profonde respectivement. Si la possibilité d'utiliser des traceurs lagrangiens a été développée dans Méso-NH, elle est pour l'instant incompatible avec des conditions cycliques sur les bords. J'avais pendant ma thèse analysé comment rendre techniquement cette utilisation compatible avec les conditions cycliques mais les développements nécessaires étaient très lourds. L'utilisation de traceurs passifs, transportés par les différents mouvements résolus dans la simulation, a déjà montré son potentiel dans le développement de la paramétrisation des thermiques (cf II.3.1.1) et pourrait être plus systématisée. Durant mon stage de DEA au LMD, j'avais quantifié le transport effectué par deux schémas de convection grâce aux matrices de transilience (matrices qui permettent de documenter les échanges entre différentes couches verticales). Je pense que cet outil et plus généralement l'utilisation de traceurs pour caractériser le transport est sous-utilisé. Dans les prochaines années, je compte exploiter l'utilisation des traceurs passifs dans les simulations LES pour mieux comprendre la dynamique associées aux descentes d'air sec (via l'utilisation d'un traceur émis juste au-dessus de l'inversion), mieux décrire la transition de la convection peu profonde vers la convection profonde (grâce à la définition d'un diagnostique caractérisant distinctement ces deux types de convection) et aussi proposer des diagnostics pertinents pour la paramétrisation.

III.2.1.2. Vers une complexification

Avec l'augmentation des capacités de calcul, apparait une complexification des configurations de simulations LES (couplage avec le rayonnement, avec la surface, emboîtement de domaines depuis des échelles synoptiques jusqu'aux échelles décamétriques).

◆ Couplage avec la surface

Il existe désormais plusieurs modèles LES permettant un couplage avec la surface (le modèle du NCAR, Méso-NH et DALES pour en citer que quelques uns). La plupart du temps, ces modèles utilisent un schéma de surface qui a été développé pour la méso-échelle avec des formulations 'bulk' des flux de surface où les flux sont exprimés en fonction de la température et du vent dans la maille. Ces formulations ont été développées pour utiliser des valeurs moyennes (sur ~ 30 min, quelques dizaines de kilomètres) de ces variables. Elles reposent sur l'hypothèse d'une couche à flux constant entre la surface et le premier niveau de l'atmosphère. Elles s'appuient sur la théorie de Monin-Obukhov qui fait l'hypothèse que les transports de chaleur et de tout autre scalaire suivent des fonctions adimensionnées universelles ; cependant l'existence d'hétérogénéités de surface et de distribution verticales différentes des constituants rend ces formulations caduques (Huang et al. 2009). Elles sont pourtant appliquées dans les simulations LES aux fluctuations turbulentes. Cela questionne la pertinence de telles formulations à l'échelle LES mais il reste cependant difficile d'évaluer l'impact d'une telle approximation. L'idée ici est donc d'aller questionner cette formulation dans les observations qui servent de référence. Pour ce faire, nous commençons actuellement avec Guylaine Canut à tester l'impact de l'échelle temporelle utilisée pour le moyennage en utilisant les observations de sites de mesures (Météopole-Flux, Dôme C, Passy) qui fournissent à la fois de mesures de flux par eddy-corrélation et de calcul à relativement haute cadence des variables météorologiques sur un mât. Il s'agit de calculer le flux avec cette même formulation (par eddy-corrélation) mais en utilisant pour les variables atmosphériques des moyennes sur différentes périodes de temps (de 1/20 s à 30 min). Parallèlement, il sera utile de calculer les erreurs associées à une moyenne temporelle versus spatiale et d'analyser, à partir de sorties très haute cadence (au pas de temps du modèle, de l'ordre de 1s), l'impact de calculer les flux à chaque pas de temps versus les flux de surface qui intègrent la variabilité sur 15 min.

◆ Simulations idéalisées ou imbriquées

L'augmentation des capacités de calcul a ouvert de nouvelles opportunités comme la possibilité de réaliser des simulations avec différents domaines imbriqués depuis une résolution kilométrique jusqu'à une résolution décamétrique comme récemment réalisé au CNRM par Fanny Duffourg pour un système convectif précipitant de Méditerranée. Pour un tel système, les processus de couche limite jouent un rôle clé dans l'alimentation et l'enjeu est de résoudre plus explicitement tous les éléments du système. Quid de ces simulations réalistes versus les simulations plus idéalisées que j'ai utilisées jusqu'à présent? Je pense que les deux approches sont complémentaires. En effet, les simulations plus idéalisées permettent de simplifier les forçages qui rentrent en compte et d'isoler les processus physiques alors que dans une modélisation plus réaliste avec des domaines imbriqués vont intervenir tout un ensemble de processus et il sera plus difficile d'attribuer à l'un ou à l'autre une modification donnée. D'un autre côté, ces simulations imbriquées peuvent permettre de commencer à appréhender les imbrications d'échelles, ce qui correspond à une des importantes limitations des simulations LES et aussi de permettre des variations spatiales et temporelles des forçages de grande échelle, impossible avec des conditions aux bords cycliques. Les simulations plus idéalisées, de part leur set-up simplifié, permettent une comparaison directe aux simulations 1D, comparaison très utilisée pour l'amélioration des paramétrisations, et qui sera largement exploitée dans le cadre du projet HIGH-TUNE. Je suivrai de près les résultats obtenus à partir de ces simulations imbriquées qui pourront m'être utiles dans le futur.

◆ Une meilleure validation

La validation des simulations LES peut aussi être améliorée. Désormais de nouvelles contraintes observationnelles sont à notre disposition comme la mesure de vitesse verticale des updrafts et downdrafts par lidar doppler (Ansmann et al. 2010), la caractérisation des thermiques par radar doppler (Miao et al. 2006) ou des vitesses d'entraînement au sommet des stratocumulus (Albrecht et al. 2016) , la détermination des profils des différents moments de vapeur d'eau (flux, variance et skewness) grâce à la combinaison de différents lidars (Wulfmeyer et al. 2016) qui devraient apporter de nouvelles contraintes pour les simulations LES. D'autre part, la combinaison d'observations par différents capteurs/techniques permet souvent d'obtenir une image plus complète du processus en

jeu (Bennett et al. 2010). Je continuerai à chaque mise au point d'un nouveau cas de contraindre au mieux mes simulations LES à partir des données disponibles. J'envisage notamment d'utiliser les observations aux sites ARM et je suivrai de près l'initiative LASSO dont je reparle juste après.

III.2.1.3. Les giga-LES

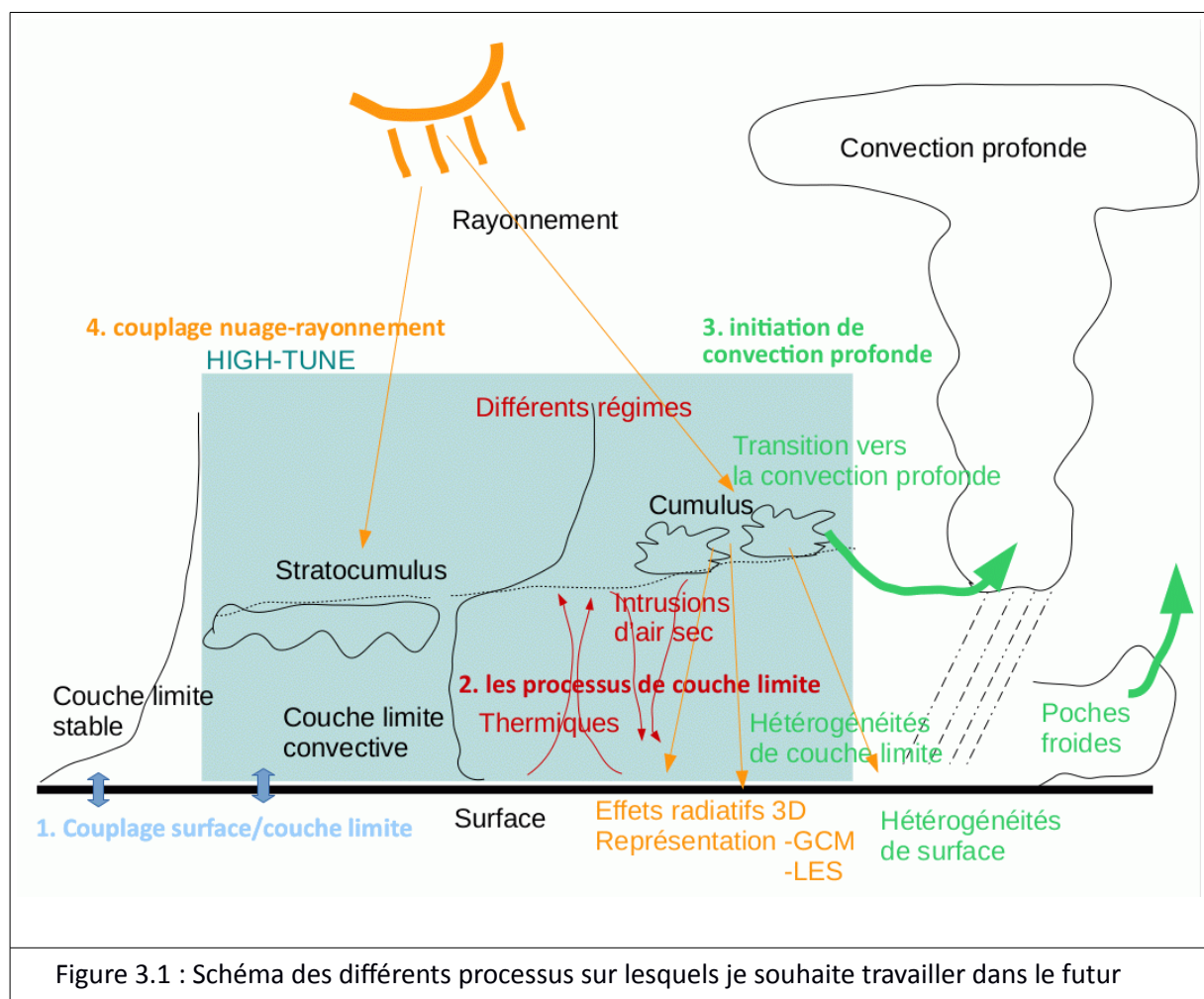
Doit on aller vers des simulations toujours plus grandes et comment les exploiter ? Les giga-LES (i.e. des simulations ayant plus de 10^9 points de grille) commencent à voir le jour dans la littérature (Khairoutdinov et al. 2009; Dauhut et al. 2015). Mais quelles questions supplémentaires permettent-elles d'aborder ? i/ l'organisation à méso-échelle des nuages de couche limite : comme par exemple les 'pockets of open cells', structures de plusieurs centaines de kilomètres, qu'on observe au sein de bancs de stratocumulus et qui résultent d'interactions entre les aérosols, la microphysique et la dynamique nuageuse, ii/ les arcs de nuages de couche limite formés suite aux courants de densité issus des congestus précipitant dans les zones d'alizés comme observés pendant RICO, iii/ le rôle des interactions entre thermiques et brises de mer et leur effet conjoint sur l'initiation de la convection, iv/ l'organisation des systèmes convectifs et leur interaction avec la couche limite... Dans l'étude réalisée avec Nicolas Rochetin, nous avons commencé à analyser des interactions d'échelle entre l'échelle des thermiques, celle de la circulation de brise et le vent synoptique. Cette étude, comme les autres études sur le cas du 10 juillet s'arrête peu de temps après l'initiation du système convectif car alors un domaine de 100 km de côté avec des conditions cycliques n'est plus adapté puisque par exemple, une cellule convective commence à interagir avec elle-même via les bords du domaine. Des giga-LES permettent donc de s'abstenir de ces problèmes comme illustré par Dauhut et al. (2015). Ce sont par contre de grosses simulations qui demandent un fort coût de calcul, des capacités de stockage importantes et posent des difficultés techniques en terme de post-traitement. Ces simulations nécessitent aussi une bonne scalabilité du système numérique, ce que possède désormais Méso-NH. De plus, se pose la question de jusqu'à quelle taille de domaine peut-on utiliser des forçages de grande échelle appliqués de manière homogène sur toutes les mailles de la simulation. Je suis encore réticente à utiliser moi-même de telles simulations de par leur lourdeur d'exploitation mais les développements en cours à Méso-NH en terme de post-traitement sont prometteurs et je collabore déjà avec des personnes qui ont réalisées de telles simulations.

III.2.1.4. Simulations LES systématiques, mise à disposition des données

Parce qu'il n'existe pas encore de réseaux de mesures capables de concurrencer ce qu'offrent des simulations LES, à savoir un ensemble de champs 4D de différentes variables cohérentes entre elles, mais parce qu'aussi ces simulations nécessitent des observations pour les définir et les valider, une initiative est actuellement en train d'être mise en place sur le site ARM-SGP, le projet LASSO (<https://www.arm.gov/publications/programdocs/doe-sc-arm-15-039.pdf>) pour 'LES ARM Symbiotic Simulations and Observations'. L'objectif est d'avoir un outil permettant la réalisation en routine de simulations haute résolution (avec WRF et SAM). La combinaison du fort réseau d'observations sur le site ARM-SGP (en Oklahoma) et de ces simulations permettront d'avancer sur la compréhension des interactions couche limite/nuages/surface/rayonnement. Ce projet se focalisera d'abord sur les cas de cumulus, nuages qui doivent encore être représentés par des paramétrisations sous-maille dans la plupart des modèles et qui ont pourtant un effet radiatif important (Berg et al. 2011). Je suis plus convaincue par cette initiative que par la réalisation par exemple sur un an de simulations LES autour de Cabauw réalisés au KNMI qui, outre la prouesse technique, a finalement été, pour l'instant, peu exploité (Schalkwijk et al. 2015a, Schalkwijk et al. 2016). Associé à l'initiative LASSO, l'initiative FASTER ('Fast physics System Testbed and Research') permet de réaliser des simulations uni-colonnes sur le site ARM-SGP et de les évaluer à partir des observations. Une initiative similaire avait été mise en place par Roel Neggers sur le site de Cabauw, le Parameterization Testbed (KPT) (Neggers et al. 2012). Le projet HD(CP)² (High-Definition Clouds and Precipitation for Climate Prediction : <http://www.hdcp2.eu>) a mis en place un cadre permettant de réaliser des simulations LES couvrant une grande partie de l'Allemagne à l'exception de la zone des Alpes (pour éviter les reliefs). Des premiers résultats sur une période de 20 jours sur une zone de 50x50 km² comparent deux modèles LES à des observations lidar et radar et montrent un certain réalisme des simulations notamment une bonne reproduction de la variabilité jour à jour des cycles diurnes (Heinze et al. 2016). La production

de simulations LES à haute cadence devient donc un enjeu au niveau international. En France, nous sommes un peu en retard sur la mise en place de telles simulations LES systématiques. Mais, il faut aussi s'assurer que ces simulations sont associées à une réflexion avec les différentes personnes intéressées sur les projets possibles avec de telles simulations.

Nous réfléchissons actuellement, avec Catherine Rio et Florence Favot et en lien avec DEPHY2 et HIGH-TUNE, au développement d'un outil de visualisation des comparaisons SCM/LES pour un ensemble de 12 cas couvrant des régimes différents. Cet outil contiendra pour l'ensemble des cas d'étude, les diagnostics LES pour que chaque développeur de paramétrisations puisse rapidement comparer les sorties de ces simulations. En parallèle, l'idée est de développer un site web réutilisant cet outil de tracé qui permettrait à toute personne de rapidement visualiser les comportements de version de référence des modèles français de prévision numérique du temps et de climat sur ces 12 cas. Via cet outil, je mettrai donc à la disposition de la communauté scientifique certains diagnostics issus des simulations LES. Peut-être à tort, j'ai toujours été assez réticente à mettre à disposition en libre accès les simulations LES, pensant qu'il est important d'être conscient que tous les champs LES ne peuvent pas être utilisés avec la même confiance et souhaitant donc suivre de près ce qui est fait avec ces sorties (qui demandent un travail non négligeable pour les réaliser et les mettre en forme). Je suis donc curieuse de ce que va donner cette mise en ligne.



III.2.2. les processus de couche limite

Je souhaite, ci-dessous, discuter trois aspects concernant les processus de couche limite, le premier est associé à l'amélioration de la représentation des thermiques dans les modèles, le deuxième se focalise sur la variabilité de la vapeur d'eau dans les basses couches et sa représentation

dans les modèles et le dernier s'attache à la compréhension des différents régimes de couche limite présents dans les Tropiques.

III.2.2.1. amélioration du schéma des thermiques

Comme je l'ai montré dans la partie II.3, l'utilisation de paramétrisations de type EDMF (couplant un schéma de turbulence local avec un schéma en flux de masse) s'est généralisée cette dernière décennie. Concernant l'amélioration de ce schéma, je distingue quatre axes différents : i/ le tuning des paramètres, ii/ l'amélioration de la représentation des variances, iii/ l'analyse du transport de quantité de mouvement, et iv/ la formulation des interactions avec les autres paramétrisations.

Dans la paramétrisation des thermiques, comme dans toute paramétrisation, la représentation simplifiée des processus sous-maille introduit des coefficients dont la valeur est souvent difficile à déterminer. Par exemple, pour les formulations des taux d'entraînement et de déentraînement, nous avons déterminé ces coefficients manuellement et en utilisant deux cas de références (Rio et al. 2010). Dans le projet HIGH-TUNE, il s'agit à partir d'une batterie de 12 cas (SCM/LES) de développer une méthode de 'tuning' (i.e. la recherche de la valeur des coefficients intervenant dans les paramétrisations) automatique en déterminant de manière objective ces coefficients. Pour ce faire, la méthode statistique 'history matching' proposée par (Williamson et al. 2015) sera utilisée : il s'agit de déterminer l'espace possible des valeurs de ces paramètres en éliminant à chaque itération l'ensemble des valeurs impossibles. L'avantage de cette méthode, par rapport à une méthode d'optimisation, est de ne pas donner de poids à priori aux différentes métriques utilisées. L'ajout de métriques ou de cas permet de restreindre progressivement l'espace des possibles, sans définir à priori d'ordre de priorité sur les métriques utilisées. Cette méthode sera d'abord utilisée pour déterminer les paramètres intervenant dans la formulation des taux d'entraînement et de déentraînement et dans l'équation de la vitesse verticale. Outre la définition des valeurs des paramètres, cette méthode de tuning peut apporter un nouvel outil pour analyser le comportement d'une paramétrisation, en identifiant les paramètres les plus sensibles ou des co-variances entre paramètres. Il se peut aussi que pour certaines paramétrisations, la méthode n'indique aucune valeur possible pour les paramètres permettant de satisfaire l'ensemble des métriques sélectionnées ce qui soulignera alors des défauts potentiels des paramétrisations. Cette méthode pourra peut-être aussi permettre de trancher entre différentes formulations possibles de fermeture.

Vers un schéma en flux de masse plus complexe?

- Des travaux sont actuellement menés à MOANA par Julien Léger au cours de sa thèse pour proposer une revisite de l'équation de la vitesse verticale dans un schéma en flux de masse permettant directement de tenir compte des termes de pression. J'avais en 2010 diagnostiqué plusieurs termes du bilan de vitesse verticale des thermiques dans mes simulations LES qui montraient bien des différences par rapport aux hypothèses classiquement réalisées en suivant Simpson and Wiggert (1969). Les simulations LES peuvent apporter des contraintes pour valider les hypothèses réalisées dans la mise en œuvre de modèle conceptuel simplifié comme développé dans le cadre de la thèse de Julien.

- La variance de tout scalaire peut se décomposer en trois contributions : i/ la variabilité intra-thermique, i.e. la variance expliquée par les écarts entre un élément donné et la moyenne du thermique auquel il appartient, ii/ la variabilité inter-thermique, i.e. la variance expliquée par les écarts entre la moyenne d'un thermique et la moyenne sur l'ensemble des thermiques, et iii/ l'écart entre la moyenne des thermiques et la moyenne totale. Pour l'instant les schémas en flux de masse de Rio and Hourdin (2008) ou Pergaud et al. (2009) représentent les thermiques par un thermique moyen et peuvent donc uniquement représenter le dernier terme. Durant ma thèse, j'avais montré que la variabilité intra-thermique était plus importante que la variabilité inter-thermique. Est-ce utile, nécessaire de représenter cette variabilité? La variabilité intra-thermique peut être prise en compte par la paramétrisation de la turbulence. Dans le modèle du LMD, la contribution du schéma de turbulence est essentiellement confinée aux niveaux près de la surface mais on peut imaginer transporter cette information verticalement en transportant l'énergie cinétique turbulente par les thermiques, ce qu'avait codé Frédéric Hourdin en 2007. Cependant ce transport n'amenait que

relativement peu d'énergie cinétique turbulente dans l'environnement au milieu de la couche limite. La variabilité inter-thermique peut quant à elle être représentée via l'utilisation d'un ensemble de thermiques (Cheinet 2003 ; Cheinet 2004 ; Neggers 2015). Cette approche multi-thermique semble une approche attrayante pour rendre compte de différentes transitions (cycle diurne continentale, transition convection peu profonde – convection profonde) et semble aussi prometteuse pour la problématique de la zone grise où seuls les thermiques d'échelle inférieure à la maille pourraient être représentés. On peut penser qu'une telle approche permet également de prendre en compte, au moins statistiquement, la notion de cycle de vie des thermiques et des cumulus associés car sinon en représentant qu'un seul thermique moyen on est obligé d'adopter une image stationnaire (en fait un thermique qui moyenne les différentes étapes du cycle de vie).

Le transport de quantité de mouvement a été relativement peu étudié dans la couche limite. Le fait que la prescription des forçages de grande échelle pour le vent est quelque chose de délicat explique sans doute en partie cela. Souvent dans les simulations LES, le vent est rappelé vers un profil moyen ou alors un forçage géostrophique est appliqué en chaque point du modèle. Les lidars vents permettent désormais d'obtenir des profils de vent des différentes composantes et pourraient être utilisés pour valider les LES. Et, même plus simplement, en l'absence de tout forçage de grande échelle, l'impact des structures turbulentes (en faisant par exemple varier le flux à la surface) sur le transport de quantité de mouvement en présence ou non de cisaillement pourrait être analysé. Cette analyse pourrait aussi être l'occasion de revisiter les formulations utilisées pour représenter le frottement par la surface en implémentant par exemple directement des forces de trainées dans l'atmosphère comme ce qu'a fait (Aumond et al. 2013) où la prise en compte explicite de la trainée des arbres a permis d'améliorer la circulation près de la surface dans une simulation LES.

Il faut également réfléchir aux interactions entre la paramétrisation des thermiques et les autres paramétrisations. En effet le schéma de couche limite sert de maillon entre le schéma de surface et l'atmosphère libre. Dans tout modèle, les paramétrisations dialoguent au moins via les champs moyens qu'elles modifient chacune à leur tour ou parallèlement. Mais il est également possible de faire des liens directs entre les paramétrisations. Par exemple, dans le schéma de Pergaud et al. (2009), le schéma en flux de masse agit directement sur le terme source de flottabilité dans l'équation pronostique de l'énergie cinétique turbulente du schéma de turbulence, assurant un couplage entre le schéma de turbulence et le schéma en flux de masse. Dans Jam et al. (2013), le schéma de nuage dépend directement des variables internes du schéma en flux de masse (température et humidité du thermique). On peut citer également le contrôle du schéma de convection par le schéma des thermiques dans le modèle du LMD (Grandpeix and Lafore 2010) qui joue à la fois sur la fermeture et l'initiation du schéma. Cette fermeture a été récemment revisitée pour tenir compte du spectre des tailles de thermiques (Rochetin et al. 2014a). De mon côté, je suivrai la réflexion quant à l'amélioration du couplage entre le schéma de turbulence et le schéma des thermiques.

III.2.2.2. hétérogénéité de vapeur d'eau dans les basses couches

L'hétérogénéité de vapeur d'eau dans les basses couches est importante pour l'initiation de la convection profonde (Ducrocq et al. 2002). Je vois deux axes de perspectives concernant cette thématique, la première permettant une meilleure caractérisation de la variabilité de la vapeur d'eau à différentes échelles en se focalisant sur les organisations de méso-échelle et la deuxième concernant la compréhension et la représentation des descentes d'air sec. Les développements instrumentaux de ces derniers dix ans permettent d'obtenir des cartes horizontales des hétérogénéités de vapeur d'eau, ou au moins des proxys de cette variable, à des échelles hectométriques : observations de réflectivité radar, observations d'eau précipitable par satellite. D'autre part, les observations de nuages indiquent des organisations à méso-échelle comme illustrées sur la figure 3.2 qui montre des observations réalisées au niveau des Açores en présence de cumulus ou de stratocumulus (Remillard et al. 2012). Il serait intéressant de creuser l'origine de ces variabilités horizontales de nuages de couche limite et d'analyser le lien avec les hétérogénéités de vapeur d'eau des basses couches qui peuvent être obtenues à partir de lidars Raman et DIAL. Ces lidars permettent en effet d'obtenir à haute fréquence des profils verticaux du rapport de mélange en vapeur d'eau et

la combinaison de différents lidars peut fournir les différents flux turbulents et variances dans la couche limite (Wulfmeyer et al. 2016). D'autre part, l'analyse des co-variabilités de température et d'humidité dans les basses couches (pour ce faire, on pourrait utiliser deux lidars Raman spécifique respectivement de l'observation de la température et de l'humidité), pourrait permettre de comprendre les processus qui pilotent ces variabilités et de revisiter le rôle des hétérogénéités de vapeur d'eau des basses couches pour l'initiation de la convection profonde. Un projet de Cyrille Flamant, WaVIL, vise à développer un lidar DIAL permettant d'accéder également à la composition isotopique de la vapeur d'eau ce qui amènera une contrainte supplémentaire sur les processus responsables du cycle de vie de la convection peu profonde, notamment les processus de mélange autour du nuage. De telles observations sont complémentaires des travaux que je vais entreprendre avec mes simulations LES et on apprendra sans doute beaucoup d'une comparaison approfondie entre ces observations et les simulations.

J'ai mis en évidence pendant ma thèse les descentes d'air sec, structures d'échelle convective initiées au sommet de la couche limite et se propageant vers le bas, à partir d'observations lidars et avions et de simulations LES et j'ai montré qu'elles contrôlaient en partie la variabilité de la vapeur d'eau dans les basses couches (Couvreux et al. 2005). Bergot (2016) a également montré le rôle clé de ces structures pour la dissipation du brouillard. Avant de pouvoir les représenter dans les modèles, il reste à améliorer la compréhension du processus d'initiation de ces structures qui semble lié aux perturbations du sommet de couche limite par les thermiques. Ensuite j'envisage d'utiliser un formalisme de type schéma en flux de masse pour les représenter. Ce schéma pourrait être activé dès l'activation du schéma des thermiques et sa fermeture pourrait dépendre du gradient au sommet de la couche limite. Il resterait alors à définir les taux d'échanges entre ces structures et l'environnement. Une fois une première ébauche de schéma établi, nous analyserons l'impact d'une telle paramétrisation sur les bilans de valeur d'eau dans la couche limite. La prise en compte de ces structures peut également avoir des conséquences sur le transport de polluants.

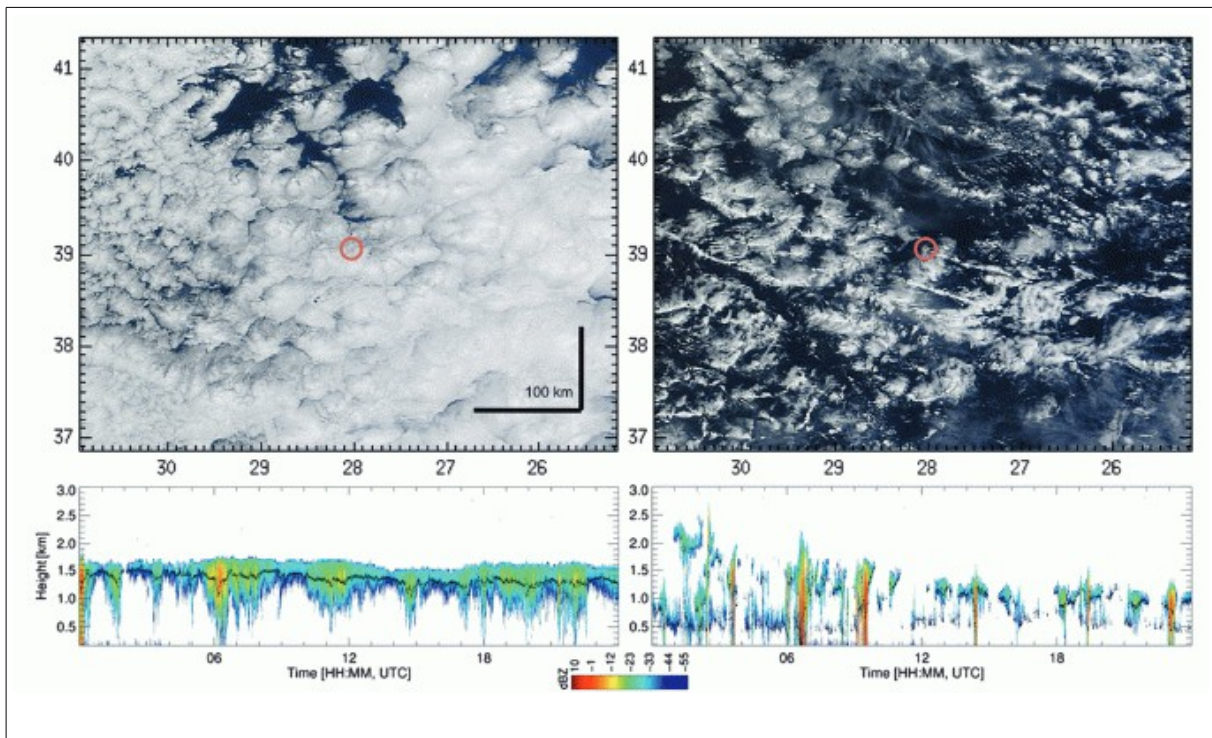


Figure 3.2 : images MODIS visible de l'organisation des nuages sur un domaine de 500x500km² autour des Açores prises à 13h15 pour deux jours différents et série temporelle de la réflectivité radar mesurée durant la même journée au niveau du site indiqué par un rond rouge (Remillard et al. 2012).

III.2.2.3. régimes de couche limite

L'analyse des couches limites sur le Sahel nous a permis d'identifier quatre régimes où les couplages entre nuages/ rayonnement/ surface /couche limite sont différents. Le modèle méso-NH a été évalué sur ces quatre régimes et nous avons montré que les mêmes biais se développaient dans des simulations SCM que dans une simulation 2D idéalisée représentant le transect méridien de la mousson africaine (Couvreur et al. 2014). Nicolas Rochetin a mis au point un formalisme du Radiative-Convective Equilibrium continental (réalisation de simulations longues 1D où on étudie l'équilibre qui se met en place suite aux interactions entre surface, convection et rayonnement) avec lequel il étudie les équilibres atteints pour des caractéristiques de surface données (Rochetin et al. 2014c). Je pense qu'il sera intéressant de déterminer si ce formalisme permet de retrouver les quatre régimes identifiés en forçant la latitude, la température et l'humidité du sol et de proposer un cadre 1D/RCE/LES pour estimer sur ces régimes tropicaux le rôle des petites échelles sur le régime moyen. Je compte ensuite intégrer ces cas à la batterie de cas tests 1D car représentatifs des régimes de couche limite rencontrés en Afrique de l'Ouest.

III.2.3. l'initiation de la convection profonde

Dans cette partie, je m'intéresse à différents éléments permettant d'accroître notre compréhension de l'initiation de la convection profonde. Le suivi temps réel de la convection au-dessus de l'Afrique montre que si les forçages de grande échelle (ondes d'Est par exemple) sont des conditions favorables au développement de convection profonde, de gros systèmes peuvent se développer dans des conditions de grande échelle à priori défavorables (présence d'une dorsale par exemple) suggérant un rôle clé des processus plus locaux et de plus petite échelle. De plus, en l'absence de ce type de forçages de grande échelle, ces systèmes sont très mal reproduits par les modèles. D'autre part, le cycle diurne de la convection est encore souvent mal reproduit par les modèles de grande échelle, notamment la phase intermédiaire qu'est la phase de convection peu profonde (Guichard et al. 2004; Couvreur et al. 2015 ; Hannak et al, 2016) même si d'importants progrès ont été réalisés ces derniers dix ans (cf II.3). Je vais ici détailler les travaux envisagés sur le rôle de la phase de convection peu profonde, sur le rôle des hétérogénéités de surface et sur les poches froides.

III.2.3.1. la convection peu profonde, phase précurseur

Plusieurs études se sont intéressées à déterminer les facteurs qui permettaient d'expliquer la transition de la convection peu profonde vers la convection profonde et il n'y a pas vraiment de consensus. La plupart de ces études utilise soit des observations soit les résultats de simulations explicites (LES ou CRM). Redelsperger et al. (2002) a montré que la présence de couches d'air sec peut significativement limiter la hauteur des nuages convectifs. Kuang and Bretherton (2006) ont souligné le rôle important joué par l'humidité de la moyenne troposphère, en accord avec Chaboureau et al. (2004) et Derbyshire et al. (2004). Wu et al. (2009) montrent que la transition s'effectue lorsque les nuages deviennent plus instables que l'environnement en terme de gradient vertical de température et soulignent le rôle des cumulus dans la modification de ces profils²⁰. Holloway and Neelin (2009) montrent que c'est surtout la variabilité de l'humidité dans la troposphère libre qui pilote la transition vers la convection profonde et non les basses couches atmosphériques via l'entraînement d'air plus humide et sa modification de la flottabilité des nuages. Waite and Khouider (2010) montrent à partir de simulations 3D que c'est bien l'humidification par le transport résolu par les nuages congestus qui favorisent la transition vers la convection profonde. Zhang and Klein (2010), en composant les observations du site ARM-SGP respectivement sur les jours avec cumulus et ceux avec initiation locale de convection profonde, soulignent le rôle des hétérogénéités de couche limite précédant cette transition ainsi que l'humidité dans la basse troposphère libre comme observés sur les océans tropicaux. Cependant, Hohenegger and Stevens (2013) démontrent à partir d'observations et de simulations LES que ce n'est pas l'humidification induite par les congestus qui favorisent la transition vers la convection profonde. En effet, les calculs

²⁰ Attention ces travaux ont été obtenus à partir de simulations 2D et Waite and Khouider (2010) ont par exemple montré que le passage du 3D au 2D facilitait la transition vers la convection profonde

des temps demandés pour l'humidification nécessaire pour la transition sont bien plus longs que les temps de transition observés. L'humidification liée à des ascendances de grande échelle (de l'ordre de 1 cm/s) est plus efficace que celle induite par les congestus. D'autres arguments concordent tels l'existence de plus de congestus en phase terminale qu'en phase de transition, une transition plus rapide sur continent alors que les flux latents y sont plus faibles et donc le transfert d'humidité moindre. Kumar et al. (2014), en analysant les données observées au site ARM de Darwin, montrent également que les congestus évoluant en cumulonimbus sont associés à un environnement ayant une humidité troposphérique plus importante, humidification liée à une ascendance de grande échelle. Si les études s'accordent sur le rôle de l'humidification de la basse troposphère libre pour l'initiation de la convection, elles s'opposent sur les processus responsables d'une telle humidification (transport par les nuages, forçages de grande échelle, importance des hétérogénéités de couche limite, stabilité de l'atmosphère).

J'aimerais donc mieux documenter les phases de convection peu profonde ayant lieu avant l'initiation de la convection profonde et les contraster dans trois environnements différents: tropical océanique, tropical continental humide et tropical continental semi-aride. Pour ce faire, il s'agira d'analyser grâce à des simulations LES un cas d'étude pour chaque environnement et distinguer les conclusions pour les différents régimes à partir d'une analyse d'observations combinant satellites et données de stations ARM. Je chercherai notamment à documenter le transfert de vapeur d'eau réalisé par les différents types de nuages à la fois dans la simulation LES et dans les observations en utilisant des méthodologies proches de Masunaga (2013). Ces taux d'humidification pourront être comparés à ceux estimés à partir d'observations à différentes échelles temporelles par (Bellenger et al. 2015).

D'autre part, l'analyse des premières sorties des prévisions AROME-OM²¹ a montré une mauvaise représentation par ce modèle des cumulus précipitant dans les Tropiques (communication personnelle de G Faure). La campagne de mesures RICO (Rauber et al. 2007) avait montré l'occurrence importante de cumulus précipitant dans la zone des alizés de l'Atlantique et le rôle d'organisation des poches froides créées par ces cumulus. A plus long terme, une étude de ces cumulus précipitant pourrait donc coupler analyse statistique de leur occurrence par observations satellitaires en combinant images visibles MSG et observations micro-ondes (permettant de mieux détecter la pluie) de satellites défilants, une évaluation des simulations AROME-OM et utiliser ensuite des simulations LES sur grands domaines sur quelques cas de référence pour analyser en détail les processus et déterminer l'impact de ces nuages sur les circulations de méso-échelle associées. Ces travaux seront sans doute sensibles aux aspects microphysiques et devront donc être réalisés en collaboration.

Parallèlement, je m'interroge sur la voie à privilégier pour améliorer la représentation du continuum convection sèche, convection peu profonde, convection profonde. Il me semble assez logique de représenter par un même schéma en flux de masse les thermiques et les cumulus; LeMone and Pennell (1976) avaient par exemple montré que les cumulus correspondaient à la partie visible et supérieure des thermiques de couche limite. La formulation proposée par Neggers (2009) de deux thermiques, un thermique sec et un thermique nuageux est aussi attrayante. J'ai du mal à me convaincre qu'on peut représenter par une seule ascendance moyenne la convection peu profonde et la convection profonde de consœur, surtout qu'il a été montré que les taux d'échanges diagnostiqués pour des nuages de convection peu profonde et de convection profonde diffèrent d'un ordre de grandeur. J'aimerais donc mettre au point un diagnostique pour tracer les nuages de convection profonde et ainsi déterminer la contribution respective au transport de masse, d'énergie, d'humidité et de quantité de mouvement de la convection peu profonde et la convection profonde. Les travaux de Boing et al. (2012) semblent montrer que ce ne sont pas les caractéristiques thermodynamiques de la couche limite qui déterminent à un instant donné si un nuage va être plus ou moins profond puisque les caractéristiques thermodynamiques sous-nuageuses sont très proches pour un nuage

²¹ AROME-Outre Mer, modèle à aire limitée avec 2.5km de résolution déployée depuis avril 2016 en opérationnel par Météo-France sur les différents territoires d'Outre-Mer.

plus ou moins profond. C'est l'organisation spatiale de la couche limite qui semble déterminer la profondeur du nuage associé, suggérant un mécanisme similaire pour la convection peu profonde et profonde en tout cas pour l'initiation. Actuellement, la paramétrisation PCMT (Guérémy 2011) représente par une seule ascendance moyenne les thermiques de couche limite, la convection peu profonde et la convection profonde. Ce schéma est implémenté dans la version CMIP6 d'ARPEGE-Climat et en version test du modèle opérationnel. Le projet HIGH-TUNE permettra grâce aux 12 cas identifiés d'évaluer de manière systématique la capacité de ce modèle à représenter la couche limite convective et la convection peu profonde.

III.2.3.2. les hétérogénéités de surface

Les travaux de Nicolas Rochetin ont permis de mettre en évidence les mécanismes à l'œuvre pour expliquer que l'initiation de la convection profonde avait lieu préférentiellement 10 km en amont par rapport au vent d'une zone de transition d'un sol plus sec à plus humide. Ils montrent notamment l'interaction de mécanismes présents à différentes échelles pour avancer le timing de l'initiation et déterminer sa localisation (Rochetin et al. 2016). Cependant, dans ces travaux, les flux à la surface ont été imposés interdisant toute rétroaction de la surface sur le scénario observé. J'ai déjà réalisé une simulation du cas du 10 juillet avec une surface interactive; dans ce cas, les conditions de surface obtenues lors de l'intercomparaison ALMIP2 ont été utilisées pour l'initialisation. Cette simulation présente un scénario proche du cas de référence. Je pense qu'il sera maintenant utile et intéressant de refaire les différentes simulations avec un couplage avec la surface pour analyser si une rétroaction par la surface a lieu et dans quel sens elle joue.

Pour l'instant le rôle des hétérogénéités de surface dans le déclenchement de la convection n'est pas pris en compte dans les modèles. Cependant, le formalisme du critère de déclenchement présent dans la paramétrisation du LMD peut permettre d'introduire une telle complexification, en ajoutant un terme qui tienne compte de la variabilité sous-maille de la surface. Si la variabilité sous-maille de la surface liée à des structures permanentes créés par des hétérogénéités de propriétés du sol, de la végétation ou de l'orographie peut être prise en compte via une analyse approfondie des données physiographiques, la variabilité liée à des structures transitoires créées par les précipitations des jours précédents est plus difficile à représenter et demande d'introduire une notion de mémoire d'un pas de temps à un autre. On pourrait également introduire un terme stochastique qui reproduirait la variabilité spatio-temporelle observée pour un régime climatique donné sans la nécessité d'introduire de la mémoire.

III.2.3.3. les poches froides

Si l'importance des poches froides pour la ré-initialisation de la convection profonde est avérée depuis longtemps, la plupart des modèles ne les représente pas explicitement. Ces poches résultent de l'évaporation des précipitations dans l'atmosphère créant des descentes d'air qui viennent s'étaler à la surface sous la forme d'une poche d'air froid. Par leur caractère sporadique, elles sont relativement difficiles à observer: on peut cependant utiliser la poussière qu'elle soulève à leur passage pour les tracer comme par exemple au Sahel (Flamant et al. 2009 et Figure 3.3), des réseaux de stations météorologiques comme dans Engerer et al. (2008) pour documenter les modifications des champs de surface à leur passage ou des données radar et satellites comme dans Lima and Wilson (2008) et Dione et al. (2014). Les poches froides sont caractérisées par de l'air plus froid que l'environnement par contre il y a moins de consensus sur la caractérisation de l'humidité de ces poches qui dépend entre autres de l'environnement (océanique ou continental) dans lequel elles se trouvent. Deux mécanismes ont été proposés pour expliquer le rôle des poches froides dans l'accélération de la transition de la convection peu profonde vers la convection profonde. Le premier est un effet dynamique lié au soulèvement de l'air induit au bord de la poche, là où se trouvent les fronts de rafales (Khairoutdinov and Randall 2006; Lima and Wilson 2008). L'autre mécanisme est d'origine thermodynamique et il est lié à la modification des caractéristiques de la couche limite par les poches froides (Tompkins 2001). Torri et al. (2015) en utilisant des traceurs lagrangiens ont montré que les deux forçages jouaient simultanément.



Figure 3.2 : illustration d'un courant de densité visualisé par son fort contenu en poussières sous un nuage convectif (source : Ryan Vermillon)

De manière générale, l'étude de la caractérisation des courants de densité et de leur évolution temporelle pourrait être généralisée aux trois environnements tropicaux mentionnés précédemment permettant d'analyser les différences attendues dans un environnement humide versus sec. De plus le tracking de ces structures dans les simulations LES (cf Section II.2.3.3) fournit une description assez précise des caractéristiques morphologiques, thermodynamiques et dynamiques de ces poches froides qui pourraient être utilisées pour contraindre la paramétrisation des poches (Grandpeix and Lafore 2010) utilisée dans le modèle du LMD et récemment implémentée dans CNRM-CMIP6. En particulier, les profils d'anomalie de température, d'humidité et de vitesse verticale qui ont une forme prédéfinie dans la paramétrisation pourraient être évalués.

III.2.3.4. les hétérogénéités de couche limite

L'hétérogénéité de la couche limite joue un rôle crucial sur le développement des nuages de couche limite (Wilde et al. 1985). Les distributions jointes de température et d'humidité dans la couche limite sont entre autres liées aux propriétés de la surface (élément qui est rarement pris en compte dans les simulations LES) mais aussi aux gradients présents au sommet de la couche limite (Berg and Stull 2004). Des premiers travaux (Henken et al. 2015) ont exploité des observations satellites très prometteuses pour caractériser l'hétérogénéité spatiale de l'eau précipitable qu'on peut relier au premier ordre à l'hétérogénéité de l'humidité de la couche limite. Croiser ces informations à une climatologie d'initiations de la convection profonde pourrait permettre de mieux contraindre la relation entre variabilité spatiale de la couche limite et initiation de la convection profonde. Les données du site ARM, où sont désormais acquis à haute fréquence temporelle des profils verticaux du rapport de mélange en vapeur d'eau mesurés par le lidar Raman, pourraient être également revisités sur cette problématique. La combinaison de ces nouvelles observations et de simulations LES devrait permettre de creuser les liens entre hétérogénéité de couche limite et hétérogénéité de surface, et hétérogénéité de couche limite et nuages convectifs.

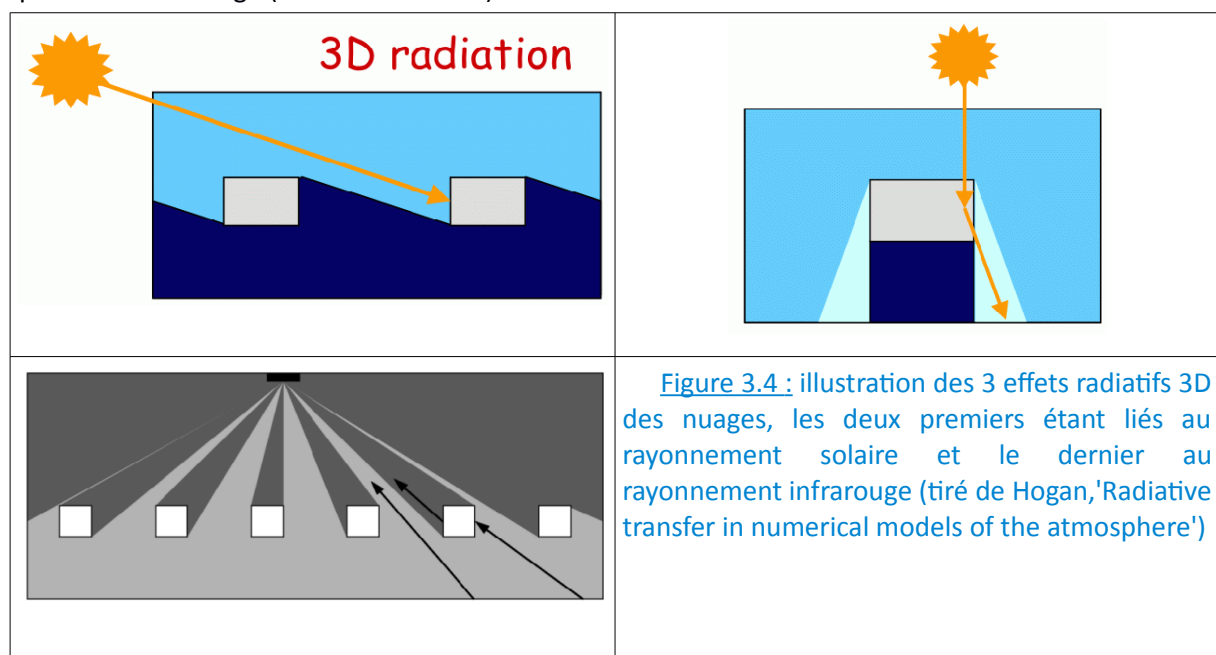
III.2.4. couplage nuage/rayonnement/couche limite

Les nuages bas, cumulus comme stratocumulus, sont un élément clé du système climatique de part leur forte couverture spatiale. Ils contrôlent en partie les bilans d'énergie et d'eau et ont globalement un effet refroidissant de part leur effet dans les ondes courtes du rayonnement, l'effet parasol domine sur l'effet de serre du fait de leur relativement faible altitude. Le transfert radiatif dans ces nuages est cependant complexe du fait de la forte variabilité spatio-temporelle de ces derniers (Mayer 2009). Les nuages bas sont aussi plus difficiles à observer par satellite du fait de leur relativement petite échelle. Finalement, ce sont surtout les observations de campagnes de mesures (BOMEX, RICO, ASTEX,...) qui ont permis de les caractériser ainsi que les simulations LES qui restent un outil privilégié pour leur étude. Mais la question de l'interaction nuage/rayonnement est quelque chose qui a été relativement peu abordé dans ces simulations. En effet, souvent les simulations LES de cumulus n'utilisent pas de paramétrisation du rayonnement ; l'effet moyen du rayonnement est prescrit par exemple via les flux de surface sur continents et éventuellement des termes de forçage de grande échelle (Brown et al. 2002 ; Siebesma et al. 2003). Les simulations LES de stratocumulus, quant à elles, utilisent souvent des paramétrisations simplifiées du rayonnement (Stevens et al. 2005). Je souhaite détailler ici trois axes de perspectives qui font partie des objectifs du projet HIGHTUNE. Le premier concerne l'estimation des effets radiatifs 3D des nuages de couche limite, le

deuxième une réflexion sur comment représenter au mieux les effets radiatifs de ces nuages dans les modèles globaux et le dernier concerne les modifications qu'il faudrait apporter au rayonnement pour les simulations LES.

III.2.4.1. effet radiatif 3D des nuages de couche limite

Les effets radiatifs 3D sont particulièrement importants pour les cumulus et peuvent atteindre 20-25 W/m² (Pincus et al. 2005 ; Marshak and Davis 2006), atteignant 4 W/m² en moyenne global (communication personnelle de R Hogan). On peut distinguer trois différents effets radiatifs 3D des nuages comme illustré sur la figure 3.4. Le premier concerne l'obstruction du rayonnement incident par les bords de nuages, cet effet est d'autant plus important que le soleil est bas sur l'horizon. Il tend à augmenter l'effet radiatif des nuages. Le deuxième est lié à la diffusion du rayonnement solaire par le bord des nuages, il est plutôt plus important quand le soleil est proche du zénith et tend à diminuer l'effet radiatif des nuages car il augmente le rayonnement incident à la surface. Ces deux effets se compensent donc partiellement au cours de la journée, cependant en fonction du moment d'occurrence des nuages, l'effet peut être relativement fort. Le dernier effet a lieu dans l'infrarouge et est lié à une plus importante surface d'émission du fait de la prise en compte des bords latéraux des nuages. On s'attend a priori à avoir un effet 3D plus fort dans le solaire du fait des diffusions multiples que dans l'infrarouge (Pincus et al. 2005).



Les caractéristiques géométriques et microphysiques des nuages reproduites dans les simulations LES ont atteint un tel degré de réalisme qu'on peut désormais attaquer le problème des interactions avec le rayonnement en trois dimensions. Dans l'esprit des travaux de Pincus et al. (2005), l'objectif de la thèse de Najda Villefranque, dont je suis l'encadrante principale, est dans un premier temps d'appliquer les codes de calcul radiatif développés par le LAPLACE (laboratoire de physique de l'Université Paul Sabatier à Toulouse) et MesoStar aux sorties 3D de simulations de différents cas de nuages bas. Ces codes sont basés sur des techniques de Monte-Carlo, les rendant relativement efficaces et permettant pour un moindre coût supplémentaire le calcul de sensibilités aux paramètres d'entrée. Ces calculs permettront de fournir une référence des effets radiatifs 3D des nuages dans le solaire et l'infra-rouge pour différents régimes de couche limite et différentes phases de développement de ces nuages. Najda analysera également comment ces effets varient en fonction de l'angle solaire. Enfin, elle étudiera la sensibilité de ces calculs à différents aspects (propriétés optiques des nuages, hypothèses microphysiques et en particulier les distributions de gouttes, résolution utilisée, réalisme de la géométrie des nuages...). Des travaux pionniers, réalisés durant la thèse de Klinger (2015), ont analysé les effets radiatifs 3D de nuages bas de manière d'abord très idéalisée

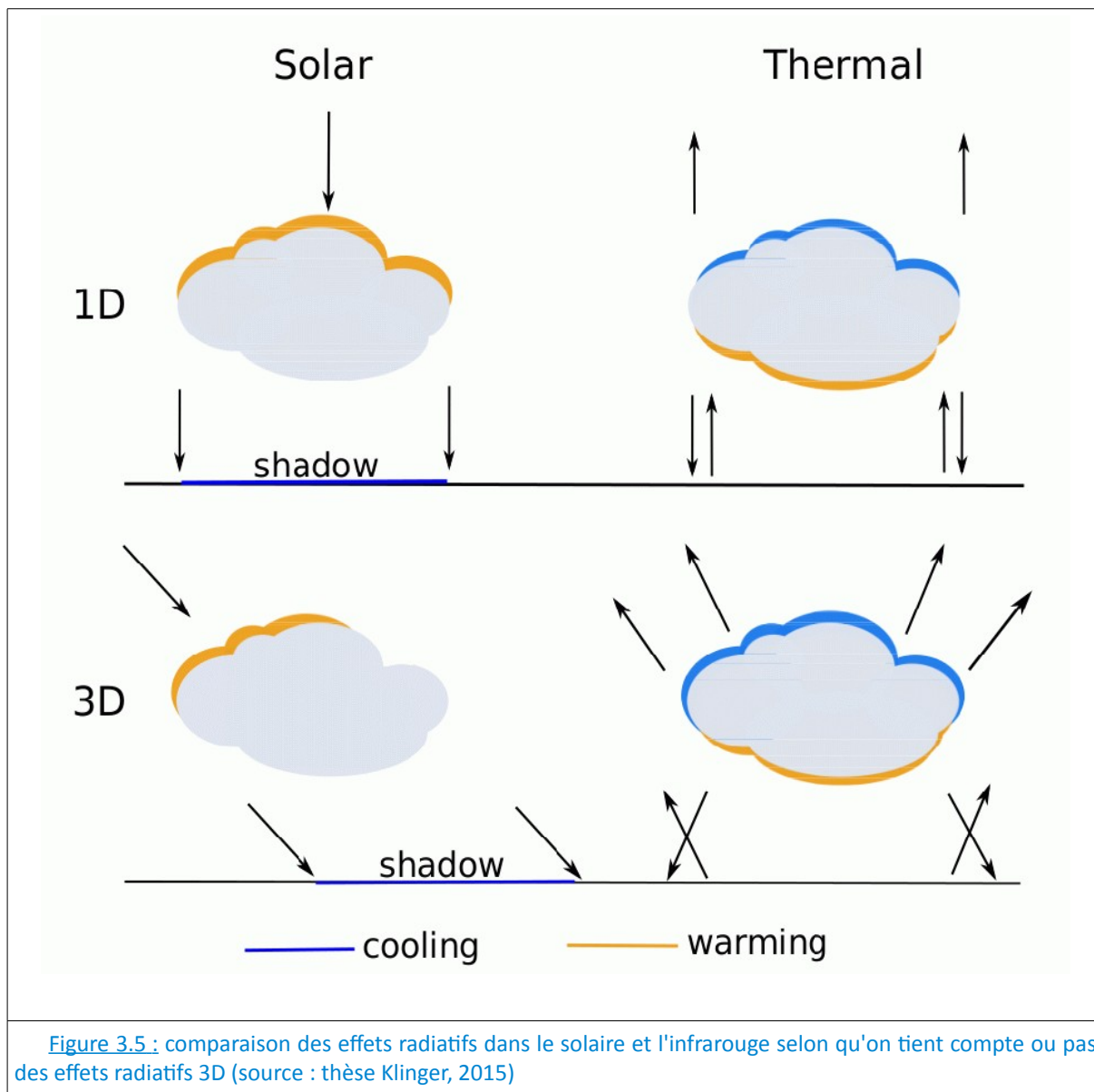
(nuages représentés par des cubes) puis de façon plus réaliste comme illustré sur la figure 3.5. Elle a montré des effets radiatifs importants sur les bords des nuages. Il s'agira, pour Najda, d'obtenir les effets radiatifs 3D sur un ensemble de 8 cas de LES, couvrant des cas de cumulus océaniques et continentaux, des cas de stratocumulus et des cas de transition de stratocumulus vers des cumulus.

III.2.4.2. Effets radiatifs des nuages dans les modèles globaux

La représentation des nuages bas et de leur effet radiatif est un défi pour les modèles de prévision numérique du temps et de climat. En effet, les modèles de climat tendent à prévoir des cumulus qui sont trop peu nombreux et trop brillants (Nam et al. 2012) et sous-estiment la couverture des stratocumulus sur les bords Est des océans, ce qui conduit à des biais persistants dans les modèles comme le biais chaud de température de surface de la mer dans les zones de stratocumulus (Hourdin et al. 2015). Ces nuages sont responsables également de la dispersion des projections climatiques (Vial et al. 2013, Sherwood et al. 2014). L'objectif principal du projet HIGH-TUNE est donc d'améliorer la représentation des nuages bas et de leur effet radiatif dans les modèles de grande échelle.

A partir de la quantification des interactions rayonnement/nuage à fine échelle dans les LES, on peut s'interroger sur la meilleure façon de les prendre en compte dans les modèles globaux. En effet, dans ces modèles on fait, généralement, l'hypothèse que les colonnes sont indépendantes et qu'il n'y a aucun transfert radiatif d'une colonne à une autre, ce qui est une approximation qui est considérée comme raisonnable pour des échelles de la centaine de kilomètres. Le calcul radiatif requiert cependant deux informations sur la structure nuageuse de cette colonne. Le premier concerne, pour un niveau vertical donné, la fraction de la maille couverte par des nuages, la fraction nuageuse. Cette dernière est généralement obtenue par le schéma de nuages qui repose, la plupart du temps, sur des distributions d'humidité ou de déficit de saturation (cf section II.3.3). Le calcul radiatif est alors fait séparément dans la partie ciel clair et la partie nuageuse pour laquelle il suppose que le contenu en eau liquide est réparti de manière homogène sur la verticale et l'horizontale. Cahalan et al. (1994) et Di Giuseppe and Tompkins (2003) ont montré que négliger la variabilité sous-maille verticale et horizontale des nuages induisait des biais importants. Pour corriger ce biais, un facteur d'hétérogénéité (souvent de l'ordre de 0.7) est utilisé comme multiplicateur du calcul fait dans la partie nuageuse. Le site ARM des Grandes Plaines a été particulièrement utilisé pour évaluer la qualité du calcul radiatif. Ahlgrimm and Forbes (2012) ont, par exemple, montré que les nuages bas contribuaient fortement au biais du modèle ECMWF dans le solaire, avec des biais différents en conditions partiellement nuageuses ou totalement nuageuses, remettant en cause l'hypothèse d'un coefficient fixe pour l'hétérogénéité des nuages et la nécessité d'analyser séparément les différents régimes de nuages bas. Ensuite, il faut déterminer comment se fait le recouvrement des nuages dans la colonne, i.e. la superposition des fractions nuageuses de niveaux verticaux différents d'une même colonne. Neggers et al. (2011) et Zhang et al. (2013) ont montré que la manière de traiter ce recouvrement induisait des différences importantes entre les calculs radiatifs de différents modèles. La plupart des modèles suppose que si deux couches verticales nuageuses sont non adjacentes, le recouvrement est aléatoire alors que si elles sont adjacentes le recouvrement est maximum. L'analyse des observations radar a montré que pour des couches adjacentes, il était plus juste d'utiliser une loi exponentielle avec une échelle de décorrélation de l'ordre de 2 km. Cette échelle de décorrélation varie cependant en fonction de la localisation (Shonk et al. 2012) ainsi que de la taille des nuages et du cisaillement de vent (Di Giuseppe and Tompkins 2015; Tompkins and Di Giuseppe 2015). Shonk and Hogan (2010) ont par exemple montré que négliger la variabilité spatiale des nuages pouvait induire des biais de l'ordre de 20 W/m².

Une autre méthode pour tenir compte de la variabilité sous-maille des nuages est la méthode MICA pour Monte Carlo Independent Column Approximations (Pincus et al. 2003). Dans ce cas la maille est divisée en colonnes indépendantes, certaines de ciel clair et d'autres nuageuses afin de reproduire la fraction nuageuse de ce niveau. Le calcul radiatif est ensuite calculé pour chaque colonne et un intervalle spectral donné, échantillonnant aléatoirement à la fois les caractéristiques nuageuses et les intervalles spectraux. Cette option est implémentée depuis 2007 dans le code radiatif du Centre Européen (Ahlgrimm et al. 2016).



Dans le projet HIGH-TUNE, il s'agira de revisiter les hypothèses de recouvrement et de variabilité sous-maille à partir des simulations LES de référence pour lesquelles nous disposerons à la fois de la structure 3D des nuages et des calculs radiatifs. Dans un premier temps, nous testerons les différentes formulations de recouvrement directement dans le champs 4D de structures nuageuses et ceux dans les différents régimes. Nous pourrons ainsi évaluer la proposition d'une longueur de décorrélation exponentielle et tester la dépendance d'un cas à un autre, à la taille des nuages et au cisaillement de vent. Cela permettra d'évaluer les différentes paramétrisations proposées dans la littérature concernant à la fois les hypothèses de recouvrement et la variabilité sous-maille. En particulier, le schéma TRIPLE CLOUDS (Shonk and Hogan 2008) qui propose de séparer les mailles en trois compartiments, un de ciel clair et deux nuageux avec différentes propriétés, est une façon de tenir compte, de manière simplifiée, de la variabilité inter-nuage sans prescrire à priori un facteur d'hétérogénéité. La nouvelle paramétrisation en cours de développement au Centre Européen, SPARTACUS, Speedy Algorithm for Radiative TrAnSfer through CloUd Sides, (Hogan et al. 2016; Schafer et al. 2016), sera également analysée de manière offline. Ce schéma utilise le cadre des schémas à 2 flux (Two-stream radiation scheme) et tient compte des effets 3D à la fois dans le shortwave et le longwave (effets 3D LW surtout importants près de la surface). Il s'agit dans cette paramétrisation de rajouter la contribution des transports latéraux qui vont dépendre de la géométrie des bords de nuages en tenant compte de l'effet de moyennage du rayonnement par

rapport à la variabilité géométrique des nuages. Cette paramétrisation tient compte aussi de la variabilité horizontale de l'émissivité du nuage (différente sur les bords et à l'intérieur) et de l'impact de l'aggrégation du nuage (un flux sortant d'un nuage a plus de chance de re-rentrer dans un nuage en cas d'aggrégation).

III.2.4.3. quel rayonnement pour un modèle LES

Pour l'instant, dans la plupart des simulations LES de cumulus, on n'utilise pas de paramétrisation du rayonnement mais son effet est parfois indirectement pris en compte via, par exemple la prescription de flux à la surface sur continents et éventuellement de refroidissement radiatif appliqué sur une colonne atmosphérique comme un forçage de grande échelle. Le rayonnement peut cependant être activé dans les simulations LES et c'est par exemple nécessaire pour les simulations de stratocumulus. Mais, la plupart du temps, il s'agit d'un code radiatif faisant l'hypothèse plan-parallèle, i.e. qui suppose un nuage homogène horizontalement et traite chaque colonne du modèle de manière indépendante n'autorisant pas d'échanges radiatifs entre les colonnes. Si une telle hypothèse est considérée comme raisonnable pour des mailles assez lâches (d'échelle supérieure à 20 km), elle doit être remise en cause lorsque des mailles sous-kilométriques, résolvant explicitement les nuages sont considérées. Il faut alors tenir compte des échanges radiatifs horizontaux (Marshak and Davis 2006). Klinger (2015) a développé, pendant sa thèse, une paramétrisation permettant de tenir compte des effets 3D dans des simulations CRMs (Klinger and Mayer 2016 ; Jakub and Mayer 2015). Via cette paramétrisation, Klinger (2015) a déterminé l'effet radiatif de cumulus avec un refroidissement de 100 K/jr au sommet du nuage et un peu moindre sur les bords des nuages et un réchauffement de 10 K/jr à la base du nuage comme illustré sur la figure 3.5. Ces effets radiatifs dépendent cependant de l'altitude du nuage, de son contenu en eau liquide, de sa forme et de la géométrie du champ nuageux (notamment de l'espacement entre nuages). Elle a également étudié comment le rayonnement 3D pouvait modifier le développement du nuage: la prise en compte des effets 3D induit des updrafts au sein des nuages plus forts et des downdrafts sur les bords de nuages également plus forts. Ses résultats indiquent aussi un impact des effets 3D sur la taille des cumulus, avec un rôle potentiel sur les processus d'agrégation. Durant la thèse de Najda Villefranque, il s'agira de proposer des modifications du schéma de rayonnement pertinentes pour le modèle LES. En comparant les effets radiatifs 3D obtenus off-line et ceux obtenus avec un code radiatif interactif 1D, elle pourra estimer les erreurs induites par l'utilisation du code radiatif. Nous réfléchissons alors à la manière la plus efficace de prendre en compte les effets 3D aux échelles décimétriques en analysant notamment la paramétrisation des effets 3D proposée par Klinger and Mayer (2016) et Wapler and Mayer (2008).

J'ai évoqué à travers cette dernière section un certain nombre de perspectives à mes travaux. Les projets en lien avec HIGH-TUNE vont certainement bien avancer étant donnée la dynamique insufflée par ce projet. J'espère aussi en priorité avancer sur l'utilisation de différents traceurs dans les simulations LES pour amener de nouvelles contraintes sur la compréhension des descentes d'air sec et de la transition de la convection peu profonde vers la convection profonde. Je souhaite également utiliser plus les observations des sites ARM pour amener des contraintes observationnelles complémentaires des résultats obtenus avec les simulations LES. Finalement, d'autres pistes se décideront aussi au gré des opportunités et des rencontres.

IV Cinq publications choisies :

Les PDF pleine résolution sont disponibles à : <http://www.umr-cnrm.fr/spip.php?article502>

1. Couvreux et al 2010. *Boundary-Layer Meteorology*. Resolved versus parametrized boundary-layer plumes. Part I: A parametrization-oriented conditional sampling in Large-Eddy Simulations :

Développement d'un diagnostique paramétrisation-orienté permettant de caractériser les thermiques et les cumulus susjacents

2. Couvreux et al. 2012. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. Initiation of daytime local convection in a semi-arid region analysed with high-resolution simulaitons and AMMA observations

Développement d'un cas LES représentant une initiation de convection profonde en zone semi-aride

3. Couvreux et al. 2015. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. Representation of daytime moist convection over the semi-arid Tropics by parametrizations used in climate and meteorological models

Evaluation du comportement de modèles de climat sur le cas précédent.

4. Honnert et al. 2011. *Journal of the Atmospheric Sciences*. A diagnostic for evaluating the representation of turbulence in atmospheric models at the kilometric scale

Exploration de la zone grise de la turbulence : diagnostique de la partition résolue/paramétrisée de différents moments turbulents en fonction de la résolution spatiale utilisé.

5. Rochetin et al. 2016. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. Morphology of breeze circulations by surface flux heterogeneities: sensitivity to low-level wind and its impact on convection initiation

Compréhension du rôle des hétérogénéités de surface en zone semi-aride et analyse de l'interaction entre la brise et les thermiques

V. Références Bibliographiques

- Ackerman, A. S., and Coauthors, 2009: Large-Eddy Simulations of a Drizzling, Stratocumulus-Topped Marine Boundary Layer. *Mon. Weather Rev.*, **137**, 1083–1110, doi:10.1175/2008MWR2582.1.
- Agusti-Panareda, A., and Coauthors, 2010: The ECMWF re-analysis for the AMMA observational campaign. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **136**, 1457–1472, doi:10.1002/qj.662.
- Ahlgrimm, M., and R. Forbes, 2012: The Impact of Low Clouds on Surface Shortwave Radiation in the ECMWF Model. *Mon. Weather Rev.*, **140**, 3783–3794, doi:10.1175/MWR-D-11-00316.1.
- , R. Forbes, C. Morcrette, and R. A. J. Neggers, 2016: ARM’s impact on Numerical Weather Prediction at ECMWF. *AMS Meteorological Monographs*.
- Albrecht, B., M. Fang, and V. Ghate, 2016: Exploring Stratocumulus Cloud-Top Entrainment Processes and Parameterizations by Using Doppler Cloud Radar Observations. *J. Atmospheric Sci.*, **73**, 729–742, doi:10.1175/JAS-D-15-0147.1.
- Angevine, W. M., H. Jiang, and T. Mauritsen, 2010: Performance of an Eddy Diffusivity-Mass Flux Scheme for Shallow Cumulus Boundary Layers. *Mon. Weather Rev.*, **138**, 2895–2912, doi:10.1175/2010MWR3142.1.
- Ansmann, A., J. Fruntke, and R. Engelmann, 2010: Updraft and downdraft characterization with Doppler lidar: cloud-free versus cumuli-topped mixed layer. *Atmospheric Chem. Phys.*, **10**, 7845–7858, doi:10.5194/acp-10-7845-2010.
- Arakawa, A., and W. H. Schubert, 1974: Interaction of a cumulus cloud ensemble with the large scale environment. Part I. *J Atmos Sci*, **31**, 674–701.
- Aumond, P., V. Masson, C. Lac, B. Gauvreau, S. Dupont, and M. Berengier, 2013: Including the Drag Effects of Canopies: Real Case Large-Eddy Simulation Studies. *Bound.-Layer Meteorol.*, **146**, 65–80, doi:10.1007/s10546-012-9758-x.
- Baserud, L., M. Flugge, A. Bhandari, and J. Reuder, 2014: Characterization of the SUMO turbulence measurement system for 2 wind turbine wake assessment. *Eera Deepwind’ 2014, 11th Deep Sea Offshore Wind R&d Conference*, T. Kvamsdal, M. Muskulus, and J.O. Tande, Eds., Vol. 53 of, 173–183.
- Bellenger, H., K. Yoneyama, M. Katsumata, T. Nishizawa, K. Yasunaga, and R. Shiroyaka, 2015: Observation of Moisture Tendencies Related to Shallow Convection. *J. Atmospheric Sci.*, **72**, 641–659, doi:10.1175/JAS-D-14-0042.1.
- Bennett, L. J., T. M. Weckwerth, A. M. Blyth, B. Geerts, Q. Miao, and Y. P. Richardson, 2010: Observations of the Evolution of the Nocturnal and Convective Boundary Layers and the Structure of Open-Celled Convection on 14 June 2002. *Mon. Weather Rev.*, **138**, 2589–2607, doi:10.1175/2010MWR3200.1.
- Berg, L., and R. B. Stull, 2004: Parameterization of joint frequency distributions of potential temperature and water vapor mixing ratio in the daytime convective boundary layer. *J Atmos Sci*, **61**, 813–828.

- Berg, L. K., E. I. Kassianov, C. N. Long, and D. L. Mills, 2011: Surface summertime radiative forcing by shallow cumuli at the Atmospheric Radiation Measurement Southern Great Plains site. *J. Geophys. Res.-Atmospheres*, **116**, D01202, doi:10.1029/2010JD014593.
- Bergot, T., 2016: Large-eddy simulation study of the dissipation of radiation fog. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **142**, 1029–1040, doi:10.1002/qj.2706.
- Blackadar, A., 1962: Vertical distribution of wind and turbulent exchange in a neutral atmosphere. *J. Geophys. Res.*, **67**, 3095–, doi:10.1029/JZ067i008p03095.
- Boing, S. J., H. J. J. Jonker, A. P. Siebesma, and W. W. Grabowski, 2012: Influence of the Subcloud Layer on the Development of a Deep Convective Ensemble. *J. Atmospheric Sci.*, **69**, 2682–2698, doi:10.1175/JAS-D-11-0317.1.
- Bony, S., and K. A. Emanuel, 2001: A parameterization of the cloudiness associated with cumulus convection; evaluation using TOGA-COARE data. *J Atmos Sci*, **58**, 3158–3183.
- , and J. L. Dufresne, 2005: Marine boundary layer clouds at the heart of tropical cloud feedback uncertainties in climate models. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L20806, doi:10.1029/2005GL023851.
- Bougeault, P., 1982: Cloud-ensemble relations based on the gamma probability distribution for the higher-order models of the planetary boundary layer. *J Atmos Sci*, **39**, 2691–2700.
- , and P. Lacarrere, 1989: Parameterization of orography induced turbulence in a mesobeta-scale model. *Mon Wea Rev*, **117**, 1872–1890.
- Bouniol, D., F. Couvreux, P.-H. Kamsu-Tamo, M. Leplay, F. Guichard, F. Favot, and E. J. O’Connor, 2012: Diurnal and Seasonal Cycles of Cloud Occurrences, Types, and Radiative Impact over West Africa. *J. Appl. Meteorol. Climatol.*, **51**, 534–553, doi:10.1175/JAMC-D-11-051.1.
- Brown, A. R., and Coauthors, 2002: Large-eddy simulation of the diurnal cycle of shallow cumulus convection over land. *Q J R Meteorol Soc*, **128**, 1075–1093.
- Browning, K., and Coauthors, 1993: The GEWEX Cloud System Study (GCSS). *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **74**, 387–399.
- Cahalan, R., W. RIDGWAY, W. WISCOMBE, T. BELL, and J. SNIDER, 1994: The albedo of fractal stratocumulus clouds. *J. Atmospheric Sci.*, **51**, 2434–2455, doi:10.1175/1520-0469(1994)051<2434:TAAFSC>2.0.CO;2.
- Canut, G., F. Couvreux, M. Lothon, D. Pino, and F. Saied, 2012: Observations and Large-Eddy Simulations of Entrainment in the Sheared Sahelian Boundary Layer. *Bound.-Layer Meteorol.*, **142**, 79–101, doi:10.1007/s10546-011-9661-x.
- , F. Couvreux, M. Lothon, D. Legain, B. Piguet, A. Lampert, W. Maurel, and E. Moulin, 2016a: Turbulence fluxes and variances measured with a sonic anemometer mounted on a tethered balloon. *Atmospheric Measurement Techniques*.
- Canut, G., F. Couvreux, M. Lothon, D. Legain, B. Piguet, A. Lampert, W. Maurel, and E. Moulin, 2016b: Turbulence fluxes and variances measured with a sonic anemometer mounted on a tethered balloon. *Atmospheric Measurement Techniques*.

- Canuto, V. M., Y. Cheng, and A. Howard, 2001: New third-order moments for the convective boundary layer. *J. Atmospheric Sci.*, **58**, 1169–1172, doi:10.1175/1520-0469(2001)058<1169:NTOMFT>2.0.CO;2.
- Chaboureau, J. P., F. Guichard, J. L. Redelsperger, and J. P. Lafore, 2004: The role of stability and moisture in the diurnal cycle of convection over land. *Q J R Meteorol Soc*, **130**, 3105–3117.
- Chandra, A. S., P. Kollias, S. E. Giangrande, and S. A. Klein, 2010: Long-Term Observations of the Convective Boundary Layer Using Insect Radar Returns at the SGP ARM Climate Research Facility. *J. Clim.*, **23**, 5699–5714, doi:10.1175/2010JCLI3395.1.
- , —, and B. A. Albrecht, 2013: Multiyear Summertime Observations of Daytime Fair-Weather Cumuli at the ARM Southern Great Plains Facility. *J. Clim.*, **26**, 10031–10050, doi:10.1175/JCLI-D-12-00223.1.
- Chatfield, R., and R. Brost, 1987: A 2-stream model of the vertical transport of trace species in the convective boundary layer. *J. Geophys. Res.-Atmospheres*, **92**, 13263–13276, doi:10.1029/JD092iD11p13263.
- Cheinet, S., 2003: A multiple mass-flux parameterization for the surface-generated convection. Part I: Dry plumes. *J. Atmospheric Sci.*, **60**, 2313–2327, doi:10.1175/1520-0469(2003)060<2313:AMMPFT>2.0.CO;2.
- , 2004: A multiple mass flux parameterization for the surface-generated convection. Part II: Cloudy cores. *J. Atmospheric Sci.*, **61**, 1093–1113, doi:10.1175/1520-0469(2004)061<1093:AMMFPF>2.0.CO;2.
- Cheruy, F., J. L. Dufresne, F. Hourdin, and A. Ducharne, 2014: Role of clouds and land-atmosphere coupling in midlatitude continental summer warm biases and climate change amplification in CMIP5 simulations. *Geophys. Res. Lett.*, **41**, 6493–6500, doi:10.1002/2014GL061145.
- Chung, D., and G. Matheou, 2014: Large-Eddy Simulation of Stratified Turbulence. Part I: A Vortex-Based Subgrid-Scale Model. *J. Atmospheric Sci.*, **71**, 1863–1879, doi:10.1175/JAS-D-13-0126.1.
- Couvreux, F., F. Guichard, J. L. Redelsperger, C. Kiemle, V. Masson, J. P. Lafore, and C. Flamant, 2005: Water-vapour variability within a convective boundary-layer assessed by large-eddy simulations and IHOP_2002 observations. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **131**, 2665–2693, doi:10.1256/qj.04.167.
- , —, V. Masson, and J.-L. Redelsperger, 2007: Negative water vapour skewness and dry tongues in the convective boundary layer: observations and large-eddy simulation budget analysis. *Bound.-Layer Meteorol.*, **123**, 269–294, doi:10.1007/s10546-006-9140-y.
- , —, O. Bock, B. Campistron, J.-P. Lafore, and J.-L. Redelsperger, 2010a: Synoptic variability of the monsoon flux over West Africa prior to the onset. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **136**, 159–173, doi:10.1002/qj.473.
- , F. Hourdin, and C. Rio, 2010b: Resolved Versus Parametrized Boundary-Layer Plumes. Part I: A Parametrization-Oriented Conditional Sampling in Large-Eddy Simulations. *Bound.-Layer Meteorol.*, **134**, 441–458, doi:10.1007/s10546-009-9456-5.

- , C. Rio, F. Guichard, M. Lothon, G. Canut, D. Bouniol, and A. Gounou, 2012: Initiation of daytime local convection in a semi-arid region analysed with high-resolution simulations and AMMA observations. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **138**, 56–71, doi:10.1002/qj.903.
- , F. Guichard, A. Gounou, D. Bouniol, P. Peyrille, and M. Koehler, 2014: Modelling of the Thermodynamical Diurnal Cycle in the Lower Atmosphere: A Joint Evaluation of Four Contrasted Regimes in the Tropics Over Land. *Bound.-Layer Meteorol.*, **150**, 185–214, doi:10.1007/s10546-013-9862-6.
- , and Coauthors, 2015: Representation of daytime moist convection over the semi-arid Tropics by parametrizations used in climate and meteorological models. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **141**, 2220–2236, doi:10.1002/qj.2517.
- , E. Bazile, G. Canut, Y. Seity, M. Lothon, F. Lohou, F. Guichard, and E. Nilsson, 2016: Boundary-layer turbulent processes and mesoscale variability represented by numerical weather prediction models during the BLLAST campaign. *Atmospheric Chemistry and Physics*.
- Crook, N. A., 1996: Sensitivity of moist convection forced by boundary layer processes to low-level thermodynamics fields. *Mon Wea Rev*, **124**, 1767–1785.
- Cuijpers, J., and P. Bechtold, 1995: A SIMPLE Parameterization of cloud-water related variables for use in boundary-layer models. *J. Atmospheric Sci.*, **52**, 2486–2490, doi:10.1175/1520-0469(1995)052<2486:ASPOCW>2.0.CO;2.
- Cuxart, J., P. Bougeault, and J.-L. Redelsperger, 2000: A turbulence scheme allowing for mesoscale and large-eddy simulations. *Q J R Meteorol Soc*, **126**, 1–30.
- Darbieu, C., and Coauthors, 2015: Turbulence vertical structure of the boundary layer during the afternoon transition. *Atmospheric Chem. Phys.*, **15**, 10071–10086, doi:10.5194/acp-15-10071-2015.
- Dauhut, T., J.-P. Chaboureau, J. Escobar, and P. Mascart, 2015: Large-eddy simulations of Hector the convector making the stratosphere wetter. *Atmospheric Sci. Lett.*, **16**, 135–140, doi:10.1002/asl2.534.
- Deardorff, J., 1972a: Numerical investigation of neutral and unstable planetary boundary layers. *J. Atmos. Sci.*
- Deardorff, J., 1980: Stratocumulus-capped mixed layers derived from a 3-dimensional model. *Bound.-Layer Meteorol.*, **18**, 495–527, doi:10.1007/BF00119502.
- Deardorff, J. W., 1966: The Counter-gradient heat flux in the lower atmosphere and in the laboratory. *J Atmos Sci*, **23**, 503–506.
- , 1970: Convective velocity and temperature scales for the unstable planetary boundary layer and Rayleigh convection. *J Atmos Sci*, **27**, 1209–1211.
- , 1972b: Theoretical expression for the countergradient vertical heat flux. *J Geophys Res*, **77**, 5900–5904.
- , 1974: Three-dimensional numerical study of the height and mean structure of a heated planetary boundary layer. *Bound.-Layer Meteorol*, **7**, 81–106.

- Derbyshire, S. H., I. Beau, P. Bechtold, J.-Y. Grandpeix, J. M. Piriou, J.-L. Redelsperger, and P. M. M. Soares, 2004: Sensitivity of moist convection to environmental humidity. *Q J R Meteorol Soc*, **130**, 3055–3079.
- Di Giuseppe, F., and A. M. Tompkins, 2003: Effect of spatial organization on solar radiative transfer in three-dimensional idealized stratocumulus cloud fields. *J. Atmospheric Sci.*, **60**, 1774–1794, doi:10.1175/1520-0469(2003)060<1774:EOSOOS>2.0.CO;2.
- Di Giuseppe, F., and A. M. Tompkins, 2015: Generalizing Cloud Overlap Treatment to Include the Effect of Wind Shear. *J. Atmospheric Sci.*, **72**, 2865–2876, doi:10.1175/JAS-D-14-0277.1.
- Dione, C., M. Lothon, D. Badiane, B. Campistron, F. Couvreux, F. Guichard, and S. M. Sall, 2014: Phenomenology of Sahelian convection observed in Niamey during the early monsoon. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **140**, 500–516, doi:10.1002/qj.2149.
- Ducrocq, V., D. Ricard, J. P. Lafore, and F. Orain, 2002: Storm-scale numerical rainfall prediction for five-precipitating events over France: on the importance of the initial humidity field. *Weath Forecast*, **17**, 1236–1256.
- Emanuel, K. A., 1991: A scheme for representing cumulus convection in large-scale models. *J Atmos Sci*, **48**, 2313–2335.
- Findell, K. L., and E. A. B. Eltahir, 2003: Atmospheric controls on soil moisture boundary layer interactions. Part I: framework and development. *jh*, **4**, 552–569.
- Fiolleau, T., and R. Roca, 2013: An Algorithm for the Detection and Tracking of Tropical Mesoscale Convective Systems Using Infrared Images From Geostationary Satellite. *Ieee Trans. Geosci. Remote Sens.*, **51**, 4302–4315, doi:10.1109/TGRS.2012.2227762.
- Flamant, C., P. Knippertz, D. J. Parker, J.-P. Chaboureaud, C. Lavaysse, A. Agusti-Panareda, and L. Kergoat, 2009: The impact of a mesoscale convective system cold pool on the northward propagation of the intertropical discontinuity over West Africa. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **135**, 139–159, doi:10.1002/qj.357.
- Garai, A., E. Pardyjak, G.-J. Steeneveld, and J. Kleissl, 2013: Surface Temperature and Surface-Layer Turbulence in a Convective Boundary Layer. *Bound.-Layer Meteorol.*, **148**, 51–72, doi:10.1007/s10546-013-9803-4.
- Garcia-Carreras, L., and Coauthors, 2015: The Turbulent Structure and Diurnal Growth of the Saharan Atmospheric Boundary Layer. *J. Atmospheric Sci.*, **72**, 693–713, doi:10.1175/JAS-D-13-0384.1.
- Geerts, B., and Q. Miao, 2005: The use of millimeter Doppler radar echoes to estimate vertical air velocities in the fair-weather convective boundary layer. *J. Atmospheric Ocean. Technol.*, **22**, 225–246, doi:10.1175/JTECH1699.1.
- Genthon, C., D. Six, H. Gallee, P. Grigioni, and A. Pellegrini, 2013: Two years of atmospheric boundary layer observations on a 45-m tower at Dome C on the Antarctic plateau. *J. Geophys. Res.-Atmospheres*, **118**, 3218–3232, doi:10.1002/jgrd.50128.
- Golaz, J. C., V. E. Larson, and W. R. Cotton, 2002: A PDF-based model for boundary layer clouds. Part I: Method and model description. *J. Atmospheric Sci.*, **59**, 3540–3551, doi:10.1175/1520-0469(2002)059<3540:APBMFB>2.0.CO;2.

- Gounou, A., F. Guichard, and F. Couvreux, 2012: Observations of Diurnal Cycles Over a West African Meridional Transect: Pre-Monsoon and Full-Monsoon Seasons. *Bound.-Layer Meteorol.*, **144**, 329–357, doi:10.1007/s10546-012-9723-8.
- Grabowski, W. W., and Coauthors, 2006: Daytime convective development over land: A model intercomparison based on LBA observations. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **132**, 317–344, doi:10.1256/qj.04.147.
- Grandpeix, J.-Y., and J.-P. Lafore, 2010: A Density Current Parameterization Coupled with Emanuel's Convection Scheme. Part I: The Models. *J. Atmospheric Sci.*, **67**, 881–897, doi:10.1175/2009JAS3044.1.
- Gueremy, J. F., 2011: A continuous buoyancy based convection scheme: one- and three-dimensional validation. *Tellus Ser. -Dyn. Meteorol. Oceanogr.*, **63**, 687–706, doi:10.1111/j.1600-0870.2011.00521.x.
- Guérémy, J. F., 2011: A continuous buoyancy based convection scheme: one- and three-dimensional validation. *Tellus A*, **63**. <http://www.tellusa.net/index.php/tellusa/article/view/15854>.
- Guichard, F., and Couvreux, F., 2017: A short review of numerical cloud-resolving models. *Tellus Series a-Dynamic Meteorology and Oceanography*.
- Guichard, F., and Coauthors, 2004: Modelling the diurnal cycle of deep precipitating convection over land with cloud-resolving models and single column models. *Q J R Meteorol Soc*, **130**, 3139–3172.
- Haefelin, M., and Coauthors, 2005: SIRTA, a ground-based atmospheric observatory for cloud and aerosolresearch. *Ann. Geophys.*, **23**, 253–275.
- Hallali, R., F. Dalaudier, and J. P. du Chatelet, 2016: Comparison Between Radar and Automatic Weather Station Refractivity Variability. *Bound.-Layer Meteorol.*, **160**, 299–317, doi:10.1007/s10546-016-0145-x.
- van Heerwaarden, C. C., J. V.-G. de Arellano, A. Gounou, F. Guichard, and F. Couvreux, 2010: Understanding the Daily Cycle of Evapotranspiration: A Method to Quantify the Influence of Forcings and Feedbacks. *J. Hydrometeorol.*, **11**, 1405–1422, doi:10.1175/2010JHM1272.1.
- Heinze, R., Moseley, C., Nils Boske, L., Muppa, S., Maurer, S., S. Raasch, and B. Stevens, 2016: Evaluation of Large-Eddy simulations forced with mesoscale model output for a multi-week period during a measurement campaign. *Atmospheric Chemistry and Physics Discussion*.
- Henken, C. K. C., H. Diedrich, R. Preusker, and J. Fischer, 2015: MERIS full-resolution total column water vapor: Observing horizontal convective rolls. *Geophys. Res. Lett.*, **42**, 10074–10081, doi:10.1002/2015GL066650.
- Heus, T., and H. J. J. Jonker, 2008: Subsiding shells around shallow cumulus clouds. *J. Atmospheric Sci.*, **65**, 1003–1018, doi:10.1175/2007JAS2322.1.
- , —, H. E. A. Van den Akker, E. J. Griffith, M. Koutek, and F. H. Post, 2009: A statistical approach to the life cycle analysis of cumulus clouds selected in a virtual reality environment. *J. Geophys. Res.-Atmospheres*, **114**, D06208, doi:10.1029/2008JD010917.

- Hogan, R. J., S. A. K. Schafer, C. Klinger, J. C. Chiu, and B. Mayer, 2016: Representing 3-D cloud radiation effects in two-stream schemes: 2. Matrix formulation and broadband evaluation. *J. Geophys. Res.-Atmospheres*, **121**, 8583–8599, doi:10.1002/2016JD024875.
- Hohenegger, C., and B. Stevens, 2013: Controls on and impacts of the diurnal cycle of deep convective precipitation. *J. Adv. Model. Earth Syst.*, **5**, 801–815, doi:10.1002/2012MS000216.
- Holloway, C. E., and J. D. Neelin, 2009: Moisture Vertical Structure, Column Water Vapor, and Tropical Deep Convection. *J. Atmospheric Sci.*, **66**, 1665–1683, doi:10.1175/2008JAS2806.1.
- Holt, T., and S. Raman, 1988: A review and comparative-evaluation of multilevel boundary-layer parameterizations for 1st order and turbulent kinetic-energy closure schemes. *Rev. Geophys.*, **26**, 761–780, doi:10.1029/RG026i004p00761.
- Holtzlag, A. A. M., and B. A. Boville, 1993: Local Versus Non-Local Boundary-Layer Diffusion in a Global Climate Model. *J. Clim.*, **6**, 1825–1842.
- , and Coauthors, 2013: STABLE ATMOSPHERIC BOUNDARY LAYERS AND DIURNAL CYCLES Challenges for Weather and Climate Models. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **94**, 1691–1706, doi:10.1175/BAMS-D-11-00187.1.
- Honnert, R., V. Masson, and F. Couvreux, 2011: A Diagnostic for Evaluating the Representation of Turbulence in Atmospheric Models at the Kilometeric Scale. *J. Atmospheric Sci.*, **68**, 3112–3131, doi:10.1175/JAS-D-11-061.1.
- , F. Couvreux, V. Masson, and D. Lancz, 2016: Sampling the Structure of Convective Turbulence and Implications for Grey-Zone Parametrizations. *Bound.-Layer Meteorol.*, **160**, 133–156, doi:10.1007/s10546-016-0130-4.
- Hourdin, F., and Coauthors, 2013: LMDZ5B: the atmospheric component of the IPSL climate model with revisited parameterizations for clouds and convection. *Clim. Dyn.*, **40**, 2193–2222, doi:10.1007/s00382-012-1343-y.
- , A. Gainusa-Bogdan, P. Braconnot, J.-L. Dufresne, A.-K. Traore, and C. Rio, 2015: Air moisture control on ocean surface temperature, hidden key to the warm bias enigma. *Geophys. Res. Lett.*, **42**, doi:10.1002/2015GL066764.
- Hourdin, F. D., F. Couvreux, and L. Menut, 2002: Parameterization of the dry convective boundary layer based on a mass flux representation of thermals. *J. Atmospheric Sci.*, **59**, 1105–1123, doi:10.1175/1520-0469(2002)059<1105:POTDCB>2.0.CO;2.
- Huang, J., X. Lee, and E. G. Patton, 2009: Dissimilarity of Scalar Transport in the Convective Boundary Layer in Inhomogeneous Landscapes. *Bound.-Layer Meteorol.*, **130**, 327–345.
- Hurley, P., 2007: Modelling mean and turbulence fields in the dry convective boundary layer with the eddy-diffusivity/mass-flux approach. *Bound.-Layer Meteorol.*, **125**, 525–536, doi:10.1007/s10546-007-9203-8.
- Jakub, F., and B. Mayer, 2015: A three-dimensional parallel radiative transfer model for atmospheric heating rates for use in cloud resolving models-The TenStream solver. *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transf.*, **163**, 63–71, doi:10.1016/j.jqsrt.2015.05.003.

- Jam, A., F. Hourdin, C. Rio, and F. Couvreux, 2013: Resolved Versus Parametrized Boundary-Layer Plumes. Part III: Derivation of a Statistical Scheme for Cumulus Clouds. *Bound.-Layer Meteorol.*, **147**, 421–441, doi:10.1007/s10546-012-9789-3.
- Johnson, R. H., and X. Lin, 1997: Episodic trade wind regimes over the western pacific warm pool. *J Atmos Sci*, **54**, 2020–2034.
- Jonker, H. J. J., T. Heus, and P. P. Sullivan, 2008: A refined view of vertical mass transport by cumulus convection. *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L07810, doi:10.1029/2007GL032606.
- Kain, J. S., and J. M. Fritsch, 1990: A one dimensional entraining/detraining plume model and its application in convective parameterization. *J Atmos Sci*, **47**, 2784–2802.
- Karlsson, J., G. Svensson, and H. Rodhe, 2008: Cloud radiative forcing of subtropical low level clouds in global models. *Clim. Dyn.*, **30**, 779–788, doi:10.1007/s00382-007-0322-1.
- Khairoutdinov, M., and D. Randall, 2006: High-resolution simulation of shallow-to-deep convection transition over land. *J. Atmospheric Sci.*, **63**, 3421–3436, doi:10.1175/JAS3810.1.
- Khairoutdinov, M. F., S. K. Krueger, C.-H. Moeng, P. A. Bogenschutz, and D. A. Randall, 2009: Large-Eddy Simulation of Maritime Deep Tropical Convection. *J. Adv. Model. Earth Syst.*, **1**, 15, doi:10.3894/JAMES.2009.1.15.
- Klinger, C., 2015: Influence of 3D thermal radiation on cloud development. Ludwig-Maximilians Universitat, .
- Klinger, C., and B. Mayer, 2016: The Neighboring Column Approximation (NCA) - A fast approach for the calculation of 3D thermal heating rates in cloud resolving models. *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transf.*, **168**, 17–28, doi:10.1016/j.jqsrt.2015.08.020.
- Kollias, P., B. A. Albrecht, R. Lhermitte, and A. Savtchenko, 2001: Radar observations of updrafts, downdrafts, and turbulence in fair weather cumuli. *J Atmos Sci*, **58**, 1750–1766.
- Koster, R. D., and Coauthors, 2004: Regions of strong coupling between soil moisture and precipitation. *Science*, **305**, 1138–1140, doi:10.1126/science.1100217.
- Kropfli, R., and N. Kohn, 1978: Persistent horizontal rolls in urban mixed layer as revealed by dual-doppler radar. *J. Appl. Meteorol.*, **17**, 669–676, doi:10.1175/1520-0450(1978)017<0669:PHRITU>2.0.CO;2.
- Kuang, Z., and C. Bretherton, 2006: A mass flux scheme view of a high-resolution simulation of transition from shallow to deep cumulus convection. *J Atmos Sci*, **63**, 1895–1909.
- Kumar, V. V., A. Protat, C. Jakob, and P. T. May, 2014: On the Atmospheric Regulation of the Growth of Moderate to Deep Cumulonimbus in a Tropical Environment. *J. Atmospheric Sci.*, **71**, 1105–1120, doi:10.1175/JAS-D-13-0231.1.
- Lappen, C. L., and D. A. Randall, 2001a: Toward a unified parameterization of the boundary layer and moist convection. Part I: A new type of mass-flux model. *J. Atmospheric Sci.*, **58**, 2021–2036, doi:10.1175/1520-0469(2001)058<2021:TAUPOT>2.0.CO;2.
- , and —, 2001b: Toward a unified parameterization of the boundary layer and moist convection. Part III: Simulations of clear and cloudy convection. *J. Atmospheric Sci.*, **58**, 2052–2072, doi:10.1175/1520-0469(2001)058<2052:TAUPOT>2.0.CO;2.

- Largeron, Y., F. Guichard, D. Bouniol, F. Couvreux, L. Kergoat, and B. Marticorena, 2015: Can we use surface wind fields from meteorological reanalyses for Sahelian dust emission simulations? *Geophys. Res. Lett.*, **42**, 2490–2499, doi:10.1002/2014GL062938.
- Larson, V. E., R. Wood, P. R. Field, J. C. Golaz, T. H. Vonder Haar, and W. R. Cotton, 2001: Systematic biases in the microphysics and thermodynamics of numerical models that ignore subgrid-scale variability. *J. Atmospheric Sci.*, **58**, 1117–1128, doi:10.1175/1520-0469(2001)058<1117:SBITMA>2.0.CO;2.
- , J. C. Golaz, and W. R. Cotton, 2002: Small-scale and mesoscale variability in cloudy boundary layers: Joint probability density functions. *J. Atmospheric Sci.*, **59**, 3519–3539, doi:10.1175/1520-0469(2002)059<3519:SSAMVI>2.0.CO;2.
- Legain, D., O. Bousquet, T. Douffet, D. Tzanos, E. Moulin, J. Barrie, and J.-B. Renard, 2013: High-frequency boundary layer profiling with reusable radiosondes. *Atmospheric Meas. Tech.*, **6**, 2195–2205, doi:10.5194/amt-6-2195-2013.
- LeMone, M. A., 1973: The structure and dynamics of horizontal vortices in the planetary boundary layer. *J Atmos Sci*, **30**, 1077–1091.
- , and W. T. Pennell, 1976: The relationship of trade wind cumulus distribution to subcloud layer fluxes and structure. *Mon Wea Rev*, **104**, 524–539.
- Lewellen, W., and S. Yoh, 1993: Binormal model of ensemble partial cloudiness. *J. Atmospheric Sci.*, **50**, 1228–1237, doi:10.1175/1520-0469(1993)050<1228:BMOEPC>2.0.CO;2.
- Lilly, D. K., 1962: On the numerical simulation of buoyant convection. *Tellus*, **14**, 148–172.
- Lima, M. A., and J. W. Wilson, 2008: Convective storm initiation in a moist tropical environment. *Mon. Weather Rev.*, **136**, 1847–1864, doi:10.1175/2007MWR2279.1.
- Locatelli, R., and Coauthors, 2015: Atmospheric transport and chemistry of trace gases in LMDz5B: evaluation and implications for inverse modelling. *Geosci. Model Dev.*, **8**, 129–150, doi:10.5194/gmd-8-129-2015.
- Lohou, F., F. Said, M. Lothon, P. Durand, and D. Serca, 2010: Impact of Boundary-Layer Processes on Near-Surface Turbulence Within the West African Monsoon. *Bound.-Layer Meteorol.*, **136**, 1–23, doi:10.1007/s10546-010-9493-0.
- Lothon, M., F. Couvreux, S. Donier, F. Guichard, P. Lacarrere, D. H. Lenschow, J. Noilhan, and F. Said, 2007: Impact of coherent eddies on airborne measurements of vertical turbulent fluxes. *Bound.-Layer Meteorol.*, **124**, 425–447, doi:10.1007/s10546-007-9182-9.
- , B. Campistron, M. Chong, F. Couvreux, F. Guichard, C. Rio, and E. Williams, 2011: Life Cycle of a Mesoscale Circular Gust Front Observed by a C-Band Doppler Radar in West Africa. *Mon. Weather Rev.*, **139**, 1370–1388, doi:10.1175/2010MWR3480.1.
- Lothon, M., and Coauthors, 2014: The BLLAST field experiment: Boundary-Layer Late Afternoon and Sunset Turbulence. *Atmospheric Chem. Phys.*, **14**, 10931–10960, doi:10.5194/acp-14-10931-2014.
- Ma, C. C., C. R. Mechoso, A. W. Robertson, and A. Arakawa, 1996: Peruvian stratus clouds and the tropical Pacific circulation: A coupled ocean-atmosphere GCM study. *J. Clim.*, **9**, 1635–1645, doi:10.1175/1520-0442(1996)009<1635:PSCATT>2.0.CO;2.

- Marshak, A., and A. Davis, 2006: *3D radiative transfer in cloud atmospheres*. Springer Editions. 686 pp.
- Masunaga, H., 2013: A Satellite Study of Tropical Moist Convection and Environmental Variability: A Moisture and Thermal Budget Analysis. *J. Atmospheric Sci.*, **70**, 2443–2466, doi:10.1175/JAS-D-12-0273.1.
- Matheou, G., D. Chung, L. Nuijens, B. Stevens, and J. Teixeira, 2011: On the Fidelity of Large-Eddy Simulation of Shallow Precipitating Cumulus Convection. *Mon. Weather Rev.*, **139**, 2918–2939, doi:10.1175/2011MWR3599.1.
- Mayer, B., 2009: Radiative transfer in the cloudy atmosphere. *Eur. Phys. J. Conf.*, **1**, 75–99.
- Mellor, G. L., and T. Yamada, 1974: A hierarchy of turbulence closure models for Planetary boundary Layers. *J Atmos Sci*, **31**, 1791–1806.
- Miao, Q., B. Geerts, and M. Lemone, 2006: Vertical velocity and buoyancy characteristics of coherent echo plumes in the convective boundary layer, detected by a profiling airborne radar. *J. Applied Meteorol. Climatol.*, **45**, 838–855.
- Moeng, C., 1984: A large-eddy-simulation model for the study of planetary boundary-layer turbulence. *J Atmos Sci*, **41**, 2052–2062.
- , and P. P. Sullivan, 1994: A comparison of shear- and buoyancy-driven planetary boundary layer flows. *J Atmos Sci*, **51**, 999–1022.
- Nam, C., S. Bony, J.-L. Dufresne, and H. Chepfer, 2012: The “too few, too bright” tropical low-cloud problem in CMIP5 models. *Geophys. Res. Lett.*, **39**, L21801, doi:10.1029/2012GL053421.
- Neggers, R. A. J., 2009: A Dual Mass Flux Framework for Boundary Layer Convection. Part II: Clouds. *J. Atmospheric Sci.*, **66**, 1489–1506, doi:10.1175/2008JAS2636.1.
- Neggers, R. A. J., 2015: Exploring bin-macrophysics models for moist convective transport and clouds. *J. Adv. Model. Earth Syst.*, **7**, 2079–2104, doi:10.1002/2015MS000502.
- , P. Siebesma, and J. H. J. J., 2002: A multiparcel model for shallow cumulus convection. *J Atmos Sci*, **59**, 1655–1668.
- , J. H. J. J., and P. Siebesma, 2003: Statistics of cumulus cloud populations in large-eddy simulations. *J Atmos Sci*, **60**, 1060–1074.
- Neggers, R. A. J., M. Koehler, and A. C. M. Beljaars, 2009: A Dual Mass Flux Framework for Boundary Layer Convection. Part I: Transport. *J. Atmospheric Sci.*, **66**, 1465–1487, doi:10.1175/2008JAS2635.1.
- , T. Heus, and A. P. Siebesma, 2011: Overlap statistics of cumuliform boundary-layer cloud fields in large-eddy simulations. *J. Geophys. Res.-Atmospheres*, **116**, D21202, doi:10.1029/2011JD015650.
- Neggers, R. A. J., A. P. Siebesma, and T. Heus, 2012: Continuous single-column model evaluation at a permanent meteorological supersite. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **93**, 1389–1400, doi:10.1175/BAMS-D-11-00162.1.

- Nitta, T., and S. Esbensen, 1974: Heat and moisture budget analyses using BOMEX data. *Mon Wea Rev*, **102**, 17–28.
- Pearson, K. J., R. J. Hogan, R. P. Allan, G. M. S. Lister, and C. E. Holloway, 2010: Evaluation of the model representation of the evolution of convective systems using satellite observations of outgoing longwave radiation. *J. Geophys. Res.-Atmospheres*, **115**, D20206, doi:10.1029/2010JD014265.
- Pergaud, J., V. Masson, S. Malardel, and F. Couvreux, 2009: A Parameterization of Dry Thermals and Shallow Cumuli for Mesoscale Numerical Weather Prediction. *Bound.-Layer Meteorol.*, **132**, 83–106, doi:10.1007/s10546-009-9388-0.
- Perraud, E., F. Couvreux, S. Malardel, C. Lac, V. Masson, and O. Thouron, 2011: Evaluation of Statistical Distributions for the Parametrization of Subgrid Boundary-Layer Clouds. *Bound.-Layer Meteorol.*, **140**, 263–294, doi:10.1007/s10546-011-9607-3.
- Peyrille, P., J.-P. Lafore, and J.-L. Redelsperger, 2007: An idealized two-dimensional framework to study the West African monsoon. Part I: Validation and key controlling factors. *J. Atmospheric Sci.*, **64**, 2765–2782, doi:10.1175/JAS3919.1.
- Pincus, R., H. W. Barker, and J. J. Morcrette, 2003: A fast, flexible, approximate technique for computing radiative transfer in inhomogeneous cloud fields. *J. Geophys. Res.-Atmospheres*, **108**, 4376, doi:10.1029/2002JD003322.
- , C. Hannay, and K. F. Evans, 2005: The accuracy of determining three-dimensional radiative transfer effects in cumulus clouds using ground-based profiling instruments. *J. Atmospheric Sci.*, **62**, 2284–2293, doi:10.1175/JAS3464.1.
- Piriou, J.-M., J.-L. Redelsperger, J.-F. Geleyn, J.-P. Lafore, and F. Guichard, 2007: An approach for convective parameterization with memory: Separating microphysics and transport in grid-scale equations. *J. Atmospheric Sci.*, **64**, 4127–4139, doi:10.1175/2007JAS2144.1.
- Pleim, J. E., and J. S. Chang, 1992: A non-local closure model for vertical mixing in the convective boundary layer. *Atmosph Env.*, **26A**, 965–981.
- Poan, D. E., R. Roehrig, F. Couvreux, and J.-P. Lafore, 2013: West African Monsoon Intraseasonal Variability: A Precipitable Water Perspective. *J. Atmospheric Sci.*, **70**, 1035–1052, doi:10.1175/JAS-D-12-087.1.
- , J.-P. Lafore, R. Roehrig, and F. Couvreux, 2015: Internal processes within the African Easterly Wave system. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **141**, 1121–1136, doi:10.1002/qj.2420.
- Pope, S., 2000: *Turbulent Flows*. Cambridge University Press.
- Prandtl, L., 1925: A report on testing for built-up turbulence. *Z. Angew. Math. Mech.*, **5**, 136–139.
- Raasch, S., and M. Schroter, 2001: PALM - A large-eddy simulation model performing on massively parallel computers. *Meteorol. Z.*, **10**, 363–372, doi:10.1127/0941-2948/2001/0010-0363.
- Randall, D., and Coauthors, 2003: Confronting models with data - The GEWEX cloud systems study. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **84**, 455–469, doi:10.1175/BAMS-84-4-455.
- Randall, D. A., K. M. Xu, R. J. C. Somerville, and S. Iacobellis, 1996: Single-column models and cloud ensemble models as links between observations and climate models. *J. Clim.*, **9**, 1683–1697, doi:10.1175/1520-0442(1996)009<1683:SCMACE>2.0.CO;2.

- Rauber, R. M., and Coauthors, 2007: Rain in Shallow Cumulus Over the Ocean: The RICO Campaign. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **88**, 1912–1928.
- Redelsperger, J.-L., and G. Sommeria, 1981: Method of representing the turbulence at scales inferior to the grid in a three-dimensional model of cloud convection. *Bound.-Layer Meteorol.*, **21**, 509–530.
- , D. B. Parsons, and F. Guichard, 2002: Recovery processes and factors limiting cloud-top height following the arrival of a dry intrusion observed during TOGA-COARE. *J. Atmos. Sci.*, **59**, 2438–2457.
- Redelsperger, J.-L., C. D. Thorncroft, A. Diedhiou, T. Lebel, D. J. Parker, and J. Polcher, 2006: African monsoon multidisciplinary analysis - An international research project and field campaign. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **87**, 1739–, doi:10.1175/BAMS-87-12-1739.
- Remillard, J., P. Kollias, E. Luke, and R. Wood, 2012: Marine Boundary Layer Cloud Observations in the Azores. *J. Clim.*, **25**, 7381–7398, doi:10.1175/JCLI-D-11-00610.1.
- Reuder, J., M. O. Jonassen, and H. Olafsson, 2012: The Small Unmanned Meteorological Observer SUMO: Recent Developments and Applications of a Micro-UAS for Atmospheric Boundary Layer Research. *Acta Geophys.*, **60**, 1454–1473, doi:10.2478/s11600-012-0042-8.
- Riette, S., and C. Lac, 2016: A New Framework to Compare Mass-Flux Schemes Within the AROME Numerical Weather Prediction Model. *Bound.-Layer Meteorol.*, **160**, 269–297.
- Rio, C., and F. Hourdin, 2008: A thermal plume model for the convective boundary layer: Representation of cumulus clouds. *J. Atmospheric Sci.*, **65**, 407–425, doi:10.1175/2007JAS2256.1.
- Rio, C., F. Hourdin, J.-Y. Grandpeix, and J.-P. Lafore, 2009: Shifting the diurnal cycle of parameterized deep convection over land. *Geophys. Res. Lett.*, **36**, L07809, doi:10.1029/2008GL036779.
- , —, F. Couvreux, and A. Jam, 2010: Resolved Versus Parametrized Boundary-Layer Plumes. Part II: Continuous Formulations of Mixing Rates for Mass-Flux Schemes. *Bound.-Layer Meteorol.*, **135**, 469–483, doi:10.1007/s10546-010-9478-z.
- Rio, C., and Coauthors, 2013: Control of deep convection by sub-cloud lifting processes: the ALP closure in the LMDZ5B general circulation model. *Clim. Dyn.*, **40**, 2271–2292, doi:10.1007/s00382-012-1506-x.
- Rochetin, N., F. Couvreux, J.-Y. Grandpeix, and C. Rio, 2014a: Deep Convection Triggering by Boundary Layer Thermals. Part I: LES Analysis and Stochastic Triggering Formulation. *J. Atmospheric Sci.*, **71**, 496–514, doi:10.1175/JAS-D-12-0336.1.
- , J.-Y. Grandpeix, C. Rio, and F. Couvreux, 2014b: Deep Convection Triggering by Boundary Layer Thermals. Part II: Stochastic Triggering Parameterization for the LMDZ GCM. *J. Atmospheric Sci.*, **71**, 515–538, doi:10.1175/JAS-D-12-0337.1.
- , B. R. Lintner, K. L. Findell, A. H. Sobel, and P. Gentine, 2014c: Radiative-Convective Equilibrium over a Land Surface. *J. Clim.*, **27**, 8611–8629, doi:10.1175/JCLI-D-13-00654.1.
- , F. Couvreux, and F. Guichard, 2016: Morphology of breeze circulations induced by surface flux heterogeneities and their impact on convection initiation. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, n/a-n/a, doi:10.1002/qj.2935.

- Romps, D. M., and A. B. Charn, 2015: Sticky Thermals: Evidence for a Dominant Balance between Buoyancy and Drag in Cloud Updrafts. *J. Atmospheric Sci.*, **72**, 2890–2901, doi:10.1175/JAS-D-15-0042.1.
- de Roode, S. R., P. G. Duynkerke, and H. J. J. Jonker, 2004: Large-eddy simulation: how large is large enough? *J Atmos Sci*, **61**, 403–421.
- de Roode, S. R., A. P. Siebesma, H. J. J. Jonker, and Y. de Voogd, 2012: Parameterization of the Vertical Velocity Equation for Shallow Cumulus Clouds. *Mon. Weather Rev.*, **140**, 2424–2436, doi:10.1175/MWR-D-11-00277.1.
- Rottner, L., C. Baehr, F. Couvreux, G. Canut, and T. Rieutord, 2016: A new downscaling method for sub-grid turbulence modeling. *Atmos Chem Phys Discuss*, **2016**, 1–14, doi:10.5194/acp-2015-1015.
- Schafer, S. A. K., R. J. Hogan, C. Klinger, J. C. Chiu, and B. Mayer, 2016: Representing 3-D cloud radiation effects in two-stream schemes: 1. Longwave considerations and effective cloud edge length. *J. Geophys. Res.-Atmospheres*, **121**, 8567–8582, doi:10.1002/2016JD024876.
- Schalkwijk, J., E. J. Griffith, F. H. Post, and H. J. J. Jonker, 2012: High-Performance Simulations of Turbulent Clouds on a Desktop PC. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **93**, 307–314, doi:10.1175/BAMS-D-11-00059.1.
- , H. J. J. Jonker, A. P. Siebesma, and F. C. Bosveld, 2015a: A Year-Long Large-Eddy Simulation of the Weather over Cabauw: An Overview. *Mon. Weather Rev.*, **143**, 828–844, doi:10.1175/MWR-D-14-00293.1.
- , —, —, and E. Van Meijgaard, 2015b: Weather Forecasting Using GPU-Based Large-Eddy Simulations. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **96**, 715–724, doi:10.1175/BAMS-D-14-00114.1.
- , H. J. J. Jonker, and A. P. Siebesma, 2016: An Investigation of the Eddy-Covariance Flux Imbalance in a Year-Long Large-Eddy Simulation of the Weather at Cabauw. *Bound.-Layer Meteorol.*, **160**, 17–39, doi:10.1007/s10546-016-0138-9.
- Schmidt, H., and U. Schumann, 1989: Coherent structure of the convective boundary layer derived from large-eddy simulations. *J Fluid Mech*, **200**, 511–562.
- Schumann, U., and C.-H. Moeng, 1991: Plume fluxes in clear and cloudy convective boundary layers. *J Atmos Sci*, **48**, 1746–1757.
- Seifert, A., and D. K. Beheng, 2006: A two-moment cloud microphysics parameterization for mixed-phase clouds. Part 1: Model description. *Meteorol. Atmospheric Phys.*, **92**, 45–66, doi:10.1007/s00703-005-0112-4.
- Sherwood, S. C., R. Roca, T. M. Weckwerth, and N. G. Andronova, 2010: TROPOSPHERIC WATER VAPOR, CONVECTION, AND CLIMATE. *Rev. Geophys.*, **48**, RG2001, doi:10.1029/2009RG000301.
- Sherwood, S. C., D. Hernandez-Deckers, M. Colin, and F. Robinson, 2013: Slippery Thermals and the Cumulus Entrainment Paradox. *J. Atmospheric Sci.*, **70**, 2426–2442, doi:10.1175/JAS-D-12-0220.1.
- , S. Bony, and J.-L. Dufresne, 2014: Spread in model climate sensitivity traced to atmospheric convective mixing. *Nature*, **505**, 37–+, doi:10.1038/nature12829.

- Shonk, J. K. P., and R. J. Hogan, 2008: Tripleclouds: An efficient method for representing horizontal cloud inhomogeneity in 1D radiation schemes by using three regions at each height. *J. Clim.*, **21**, 2352–2370, doi:10.1175/2007JCLI1940.1.
- , and —, 2010: Effect of improving representation of horizontal and vertical cloud structure on the Earth’s global radiation budget. Part II: The global effects. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **136**, 1205–1215, doi:10.1002/qj.646.
- , —, and J. Manners, 2012: Impact of improved representation of horizontal and vertical cloud structure in a climate model. *Clim. Dyn.*, **38**, 2365–2376, doi:10.1007/s00382-011-1174-2.
- Siebesma, A. P., and J. W. M. Cuijpers, 1995: Evaluation of parametric assumptions for shallow cumulus convection. *J Atmos Sci*, **52**, 650–666.
- , and H. J. J. Jonker, 2000: Anomalous scaling of cumulus cloud boundaries. *Phys Rev Let*, **85**, 214–217.
- , and Coauthors, 2003: A large eddy simulation intercomparison study of shallow cumulus convection. *J Atmos Sci*, **60**, 1201–1219.
- Siebesma, A. P., P. M. M. Soares, and J. Teixeira, 2007: A combined eddy-diffusivity mass-flux approach for the convective boundary layer. *J. Atmospheric Sci.*, **64**, 1230–1248, doi:10.1175/JAS3888.1.
- Simpson, J., and V. Wiggert, 1969: Models of precipitating cumulus towers. *Mon. Weather Rev.*, **97**, 471–, doi:10.1175/1520-0493(1969)097<0471:MOPCT>2.3.CO;2.
- Smagorinsky, J., 1963: General circulation experiments with the primitive equations I: the basic experiment. *Mon. Wea. Rev.*
- Smith, R., 1990: A scheme for predicting layer clouds and their water-content in a general circulation model. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **116**, 435–460, doi:10.1256/smsqj.49209.
- Soares, P. M. M., P. M. A. Miranda, A. P. Siebesma, and J. Teixeira, 2004: An eddy-diffusivity/mass-flux parameterization for dry and shallow cumulus convection. *Q J R Meteorol Soc*, **130**, 3365–3383.
- Sommeria, G., 1976: 3-Dimensional simulation of turbulent processes in an undisturbed trade-wind boundary-layer. *J. Atmospheric Sci.*, **33**, 216–241, doi:10.1175/1520-0469(1976)033<0216:TDSOTP>2.0.CO;2.
- , and J. W. Deardorff, 1977: Subgrid-scale condensation in models of nonprecipitating clouds. *J Atmos Sci*, **34**, 344–355.
- , and M. LeMone, 1978: Direct testing of a 3-dimensional model of planetary boundary -layer against experimental data. *J. Atmospheric Sci.*, **35**, 25–39, doi:10.1175/1520-0469(1978)035<0025:DTOATD>2.0.CO;2.
- Spiga, A., Barth, E., and Gu, Z., 2017: Large-Eddy Simulations of dust devils and convective vortices. *Dust Devils, Space Science Reviews*, International Space Science Institute.
- Stevens, B., and Coauthors, 2005: Evaluation of large-Eddy simulations via observations of nocturnal marine stratocumulus. *Mon. Weather Rev.*, **133**, 1443–1462, doi:10.1175/MWR2930.1.

- Stull, R., 1984: Transient turbulence theory.1. the concept of eddy-mixing across finite distances. *J. Atmospheric Sci.*, **41**, 3351–3367, doi:10.1175/1520-0469(1984)041<3351:TTTPIT>2.0.CO;2.
- Stull, R. B., 1988: *An introduction to boundary layer meteorology*. Kluwer Academic Publishers,.
- Sullivan, P. P., and E. G. Patton, 2011: The Effect of Mesh Resolution on Convective Boundary Layer Statistics and Structures Generated by Large-Eddy Simulation. *J. Atmospheric Sci.*, **68**, 2395–2415, doi:10.1175/JAS-D-10-05010.1.
- Suselj, K., J. Teixeira, and D. Chung, 2013: A Unified Model for Moist Convective Boundary Layers Based on a Stochastic Eddy-Diffusivity/Mass-Flux Parameterization. *J. Atmospheric Sci.*, **70**, 1929–1953, doi:10.1175/JAS-D-12-0106.1.
- Taylor, C. M., A. Gounou, F. Guichard, P. P. Harris, R. J. Ellis, F. Couvreux, and M. De Kauwe, 2011: Frequency of Sahelian storm initiation enhanced over mesoscale soil-moisture patterns. *Nat. Geosci.*, **4**, 430–433, doi:10.1038/ngeo1173.
- Tennekes, H., 1973: A model for the dynamics of the inversion above a convective boundary layer. *J Atmos Sci*, **30**, 558–567.
- Tomas, S., and V. Masson, 2006: A parameterization of third-order moments for the dry convective boundary layer. *Bound.-Layer Meteorol.*, **120**, 437–454, doi:10.1007/s10546-006-9071-7.
- Tompkins, A. M., 2001: Organization of tropical convection in low vertical wind shears: The role of cold pools. *J. Atmospheric Sci.*, **58**, 1650–1672, doi:10.1175/1520-0469(2001)058<1650:OOTCIL>2.0.CO;2.
- , 2002: Prognostic parameterization of the subgrid-scale variability of water vapor and clouds in large-scale models and its use to diagnose cloud cover. *J Atmos Sci*, **59**, 1917–1942.
- Tompkins, A. M., and F. Di Giuseppe, 2015: An Interpretation of Cloud Overlap Statistics. *J. Atmospheric Sci.*, **72**, 2877–2889, doi:10.1175/JAS-D-14-0278.1.
- Torri, G., Z. Kuang, and Y. Tian, 2015: Mechanisms for convection triggering by cold pools. *Geophys. Res. Lett.*, **42**, 1943–1950, doi:10.1002/2015GL063227.
- Troen, I., and L. Mahrt, 1986: A simple model of the atmospheric boundary layer: Sensitivity to surface evaporation. *Bound.-Layer Meteorol*, **37**, 129–148.
- Turner, D. D., Mlawer, E. J., and Revercomb H. E., 2016: Water vapor observations in the ARM program. *Meteorol. Monogr.*, **57**.
- vanZanten, M. C., and Coauthors, 2011: Controls on precipitation and cloudiness in simulations of trade-wind cumulus as observed during RICO. *J. Adv. Model. Earth Syst.*, **3**, M06001, doi:10.1029/2011MS000056.
- Vial, J., J.-L. Dufresne, and S. Bony, 2013: On the interpretation of inter-model spread in CMIP5 climate sensitivity estimates. *Clim. Dyn.*, **41**, 3339–3362, doi:10.1007/s00382-013-1725-9.
- Vie, B., J.-P. Pinty, S. Berthet, and M. Leriche, 2016: LIMA (v1.0): A quasi two-moment microphysical scheme driven by a multimodal population of cloud condensation and ice freezing nuclei. *Geosci. Model Dev.*, **9**, 567–586, doi:10.5194/gmd-9-567-2016.

- Waite, M. L., and B. Khouider, 2010: The Deepening of Tropical Convection by Congestus Preconditioning. *J. Atmospheric Sci.*, **67**, 2601–2615, doi:10.1175/2010JAS3357.1.
- Wang, H., and G. Feingold, 2009: Modeling Mesoscale Cellular Structures and Drizzle in Marine Stratocumulus. Part I: Impact of Drizzle on the Formation and Evolution of Open Cells. *J. Atmospheric Sci.*, **66**, 3237–3256, doi:10.1175/2009JAS3022.1.
- Wapler, K., and B. Mayer, 2008: A Fast Three-Dimensional Approximation for the Calculation of Surface Irradiance in Large-Eddy Simulation Models. *J. Appl. Meteorol. Climatol.*, **47**, 3061–3071, doi:10.1175/2008JAMC1842.1.
- Webb, M., C. Senior, S. Bony, and J. J. Morcrette, 2001: Combining ERBE and ISCCP data to assess clouds in the Hadley Centre, ECMWF and LMD atmospheric climate models. *Clim. Dyn.*, **17**, 905–922, doi:10.1007/s003820100157.
- Weckwerth, T. M., 2000: The effect of small-scale moisture variability on thunderstorm initiation. *Mon. Weather Rev.*, **128**, 4017–4030, doi:10.1175/1520-0493(2000)129<4017:TEOSSM>2.0.CO;2.
- , J. W. Wilson, and R. M. Wakimoto, 1996: Thermodynamic variability within the convective boundary layer due to horizontal convective rolls. *Mon Wea Rev.*, **124**, 769–784.
- , —, —, and N. A. Crook, 1997: Horizontal convective rolls: determining the environmental conditions supporting their existence and characteristics. *Mon Wea Rev.*, **125**, 505–526.
- , V. Wulfmeyer, R. M. Wakimoto, R. M. Hardesty, J. W. Wilson, and R. M. Banta, 1999: NCAR-NOAA lower-tropospheric water vapor workshop. *Bull Am Meteorol Soc.*, **81**, 2339–2357.
- Wilde, N. P., R. B. Stull, and E. W. Eloranta, 1985: The LCL zone and cumulus onset. *J. Clim. Appl Met.*, **24**, 640–657.
- Williams, A. G., and J. M. Hacker, 1992: The composite shape and structure of coherent eddies in the convective boundary layer. *Bound.-Layer Meteorol.*, **61**, 213–245.
- Williams, K. D., and M. J. Webb, 2009: A quantitative performance assessment of cloud regimes in climate models. *Clim. Dyn.*, **33**, 141–157, doi:10.1007/s00382-008-0443-1.
- Williamson, D., M. Goldstein, L. Allison, A. Blaker, P. Challenor, L. Jackson, and K. Yamazaki, 2013: History matching for exploring and reducing climate model parameter space using observations and a large perturbed physics ensemble. *Clim. Dyn.*, **41**, 1703–1729, doi:10.1007/s00382-013-1896-4.
- , A. T. Blaker, C. Hampton, and J. Salter, 2015: Identifying and removing structural biases in climate models with history matching. *Clim. Dyn.*, **45**, 1299–1324, doi:10.1007/s00382-014-2378-z.
- Wu, C.-M., B. Stevens, and A. Arakawa, 2009: What Controls the Transition from Shallow to Deep Convection? *J. Atmospheric Sci.*, **66**, 1793–1806, doi:10.1175/2008JAS2945.1.
- Wulfmeyer, V., S. K. Muppa, A. Behrendt, E. Hammann, F. Spaeth, Z. Sorbjan, D. D. Turner, and R. M. Hardesty, 2016: Determination of Convective Boundary Layer Entrainment Fluxes, Dissipation Rates, and the Molecular Destruction of Variances: Theoretical Description and a Strategy for Its Confirmation with a Novel Lidar System Synergy. *J. Atmospheric Sci.*, **73**, 667–692, doi:10.1175/JAS-D-14-0392.1.

- Wyant, M. C., C. S. Bretherton, H. A. Rand, and D. E. Stevens, 1997: Numerical simulations and a conceptual model of the stratocumulus to trade cumulus transition. *J. Atmospheric Sci.*, **54**, 168–192, doi:10.1175/1520-0469(1997)054<0168:NSAACM>2.0.CO;2.
- Wyngaard, J. C., 2004: Toward numerical modeling in the "terra incognita". *J. Atmospheric Sci.*, **61**, 1816–1826, doi:10.1175/1520-0469(2004)061<1816:TNMITT>2.0.CO;2.
- Yu, J. Y., and C. R. Mechoso, 1999: Links between annual variations of Peruvian stratocumulus clouds and of SST in the eastern equatorial Pacific. *J. Clim.*, **12**, 3305–3318, doi:10.1175/1520-0442(1999)012<3305:LBAVOP>2.0.CO;2.
- Zhang, F., X.-Z. Liang, J. Li, and Q. Zeng, 2013: Dominant roles of subgrid-scale cloud structures in model diversity of cloud radiative effects. *J. Geophys. Res.-Atmospheres*, **118**, 7733–7749, doi:10.1002/jgrd.50604.
- Zhang, Y., and S. A. Klein, 2010: Mechanisms Affecting the Transition from Shallow to Deep Convection over Land: Inferences from Observations of the Diurnal Cycle Collected at the ARM Southern Great Plains Site. *J. Atmospheric Sci.*, **67**, 2943–2959, doi:10.1175/2010JAS3366.1.
- Zhao, M., and P. H. Austin, 2005: Life cycle of numerically simulated shallow cumulus clouds. Part I: transport. *J Atmos Sci*, **62**, 1269–1290.
- Zhu, P., and B. Albrecht, 2002: A theoretical and observational analysis on the formation of fair-weather cumuli. *J Atmos Sci*, **59**, 1983–2005.