

**Mémoire de Recherches**

**préparé par**

**Françoise Guichard**

**pour l'obtention du diplôme**

**d' *Habilitation à Diriger des Recherches***

**intitulé**

**Contribution à l'étude et à la modélisation  
des processus convectifs atmosphériques  
dans les régions tropicales  
océaniques et continentales**

**Correspondant: Jean-Luc Redelsperger**

*Toulouse, le 2 novembre 2010*

## TABLE DES MATIERES

|                                                                                                            |           |
|------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------|
| <b>I. PARCOURS PROFESSIONNEL.....</b>                                                                      | <b>5</b>  |
| <b>1) EN BREF.....</b>                                                                                     | <b>5</b>  |
| <b>2) DANS LE DÉTAIL CHRONOLOGIQUE.....</b>                                                                | <b>5</b>  |
| (i) <i>Thèse au CNRM, modélisation explicite de la convection tropicale (1992-1995).....</i>               | <i>5</i>  |
| (ii) <i>POST-DOC EUCREM, modèles, paramétrisations, TOGA-COARE (1996-1998).....</i>                        | <i>7</i>  |
| (iii) <i>POST-DOC NCAR, observations, vapeur d'eau, régime continental, ARM, MM5 (1999).....</i>           | <i>9</i>  |
| (iv) <i>POST-DOC EUROCS (2000-2001), cycle diurne de la convection continentale (2000-2003).....</i>       | <i>10</i> |
| (v) <i>Couche limite, vapeur d'eau, IHOP, HAPEX-Sahel, et paramétrisations (2002-2005).....</i>            | <i>11</i> |
| (vi) <i>Processus, couplages et cycle énergétique en Afrique de l'ouest, AMMA (2005-2010).....</i>         | <i>12</i> |
| <b>II. CONVECTION ET MODELISATION.....</b>                                                                 | <b>15</b> |
| <b>1) QUELQUES ÉLÉMENTS SUR LA CONVECTION ATMOSPHÉRIQUE.....</b>                                           | <b>15</b> |
| (i) <i>Formes et caractéristiques.....</i>                                                                 | <i>15</i> |
| (ii) <i>L'héritage des grandes campagnes de mesures.....</i>                                               | <i>17</i> |
| (iii) <i>Questions et enjeux.....</i>                                                                      | <i>20</i> |
| <b>2) LES ÉVOLUTIONS DE LA MODÉLISATION NUMÉRIQUE.....</b>                                                 | <b>24</b> |
| (i) <i>Des transformations associées à l'accroissement des moyens de calcul.....</i>                       | <i>24</i> |
| (ii) <i>Questions de manipulation de la complexité.....</i>                                                | <i>25</i> |
| <b>3) LES MODÈLES EXPLICITES OU CLOUD RESOLVING MODELS (CRMs): PASSÉ ET FUTUR.....</b>                     | <b>26</b> |
| (i) <i>Les premières simulations d'orages.....</i>                                                         | <i>26</i> |
| (ii) <i>Confrontation aux observations.....</i>                                                            | <i>27</i> |
| (iii) <i>Les développements des années 90.....</i>                                                         | <i>28</i> |
| (iv) <i>Les possibilités et enjeux futurs.....</i>                                                         | <i>31</i> |
| <b>4) CRM ET ANALYSE DE BILANS EN SITUATION CONVECTIVE.....</b>                                            | <b>34</b> |
| (i) <i>Equations de bilan.....</i>                                                                         | <i>34</i> |
| (ii) <i>Formulation des conditions limites dans un CRM.....</i>                                            | <i>36</i> |
| (iii) <i>Simulations CRM de situations observées.....</i>                                                  | <i>37</i> |
| <b>5) INTER-COMPARAISON DE CRMs.....</b>                                                                   | <b>46</b> |
| (i) <i>La mise en oeuvre.....</i>                                                                          | <i>46</i> |
| (ii) <i>Quelques exemples.....</i>                                                                         | <i>46</i> |
| (iii) <i>Acquis et directions futures.....</i>                                                             | <i>50</i> |
| <b>6) SIMULATIONS DE LA CONVECTION TROPICALE SUR OCÉAN: L'INTENSITÉ CONVECTIVE ET SES IMPLICATIONS....</b> | <b>52</b> |
| <b>7) PARAMÉTRISATION DE LA CONVECTION.....</b>                                                            | <b>60</b> |
| (i) <i>Une illustration de sensibilité à la convection paramétrisée.....</i>                               | <i>61</i> |
| (ii) <i>La formulation en flux de masse.....</i>                                                           | <i>63</i> |
| (iii) <i>Formulation du transport convectif.....</i>                                                       | <i>64</i> |
| (iv) <i>Interactions entre convection et autres processus: les flux de surface en zone océanique.....</i>  | <i>67</i> |
| <b>III. EAU ET CYCLE ENERGETIQUE.....</b>                                                                  | <b>70</b> |

|                                                                                                           |            |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------|------------|
| <b>1) OBSERVATIONS ET INCERTITUDES .....</b>                                                              | <b>70</b>  |
| (i) <i>Les incertitudes des mesures de vapeur d'eau et leurs répercussions, apport de TOGA-COARE.....</i> | <i>70</i>  |
| (ii) <i>Biais d'humidité des sondages de la campagne AMMA.....</i>                                        | <i>74</i>  |
| <b>2) UNE VARIABILITÉ DE L'EAU ATMOSPHÉRIQUE MANIFESTE SUR UNE VASTE GAMME D'ÉCHELLES.....</b>            | <b>76</b>  |
| <b>3) DYNAMIQUE DE COUCHE LIMITE CONVECTIVE ET VARIABILITÉ DE LA VAPEUR D'EAU.....</b>                    | <b>81</b>  |
| (i) <i>Développement diurne de la couche limite convective.....</i>                                       | <i>81</i>  |
| (ii) <i>Observations et simulation LES de la vapeur d'eau dans la couche limite convective.....</i>       | <i>82</i>  |
| (iii) <i>Croissance de la couche limite convective et asymétrie du champ de vapeur d'eau.....</i>         | <i>84</i>  |
| (iv) <i>Variabilité de la vapeur d'eau: Bilans de moments et flux de vapeur d'eau.....</i>                | <i>85</i>  |
| (v) <i>Perspectives.....</i>                                                                              | <i>87</i>  |
| <b>4) CYCLE DE L'EAU À GRANDE ÉCHELLE EN AFRIQUE DE L'OUEST : DE NOUVELLES ESTIMATIONS DES BILANS....</b> | <b>89</b>  |
| (i) <i>Contexte.....</i>                                                                                  | <i>89</i>  |
| (ii) <i>Les apports d'AMMA.....</i>                                                                       | <i>90</i>  |
| (iii) <i>La fabrique de nouveaux bilans d'eau.....</i>                                                    | <i>91</i>  |
| (iv) <i>Perspectives.....</i>                                                                             | <i>94</i>  |
| <b>5) BILAN ÉNERGÉTIQUE ET COUPLAGES RAYONNEMENT-THERMODYNAMIQUE AU SAHEL.....</b>                        | <b>96</b>  |
| (i) <i>Contexte et motivation.....</i>                                                                    | <i>96</i>  |
| (ii) <i>Un cycle saisonnier prononcé à la surface en zone semi-aride.....</i>                             | <i>97</i>  |
| (iii) <i>Axes de développements.....</i>                                                                  | <i>100</i> |
| <b>IV. LE CYCLE DIURNE.....</b>                                                                           | <b>105</b> |
| <b>1) ÉTAT DES CONNAISSANCES ET DE LA MODÉLISATION.....</b>                                               | <b>105</b> |
| (i) <i>Un mode de variabilité affectant de nombreux phénomènes.....</i>                                   | <i>105</i> |
| (ii) <i>Modélisation du cycle diurne et enjeux climatiques.....</i>                                       | <i>107</i> |
| <b>2) LE CYCLE DIURNE DE LA CONVECTION PROFONDE SUR CONTINENT.....</b>                                    | <b>108</b> |
| (i) <i>Quelles difficultés pour la modélisation?.....</i>                                                 | <i>108</i> |
| (ii) <i>Développement de convection diurne et mécanismes d'interaction surface-atmosphère.....</i>        | <i>113</i> |
| (iii) <i>Observations de déclenchements de convection au Sahel.....</i>                                   | <i>116</i> |
| (iv) <i>Un cas d'étude pour la modélisation en zone semi-aride.....</i>                                   | <i>118</i> |
| <b>3) ÉPILOGUE.....</b>                                                                                   | <b>121</b> |
| <b>V. TRAVAUX EN COURS ET PERSPECTIVES.....</b>                                                           | <b>123</b> |
| <b>1) SURFACE, COUCHE LIMITE ET CONVECTION: RÉGIMES, ÉCHELLES ET MÉCANISMES.....</b>                      | <b>123</b> |
| (i) <i>Contexte et questions.....</i>                                                                     | <i>123</i> |
| (ii) <i>Analyse des données.....</i>                                                                      | <i>125</i> |
| (iii) <i>Stratégie de modélisation.....</i>                                                               | <i>125</i> |
| <b>2) SENSIBILITÉ CLIMATIQUE DU CYCLE SAISONNIER EN AFRIQUE DE L'OUEST.....</b>                           | <b>126</b> |
| (i) <i>Contexte.....</i>                                                                                  | <i>126</i> |
| (ii) <i>Températures en zone semi-aride au printemps.....</i>                                             | <i>128</i> |
| (iii) <i>Axes de développements futurs.....</i>                                                           | <i>130</i> |
| <b>3) QUELQUES PERSPECTIVES SUR LA MODÉLISATION.....</b>                                                  | <b>132</b> |

|                                                                 |            |
|-----------------------------------------------------------------|------------|
| <b>VI. REFERENCES.....</b>                                      | <b>134</b> |
| <b>VII. CURRICULUM VITAE.....</b>                               | <b>154</b> |
| <b>VIII. PRODUCTION SCIENTIFIQUE .....</b>                      | <b>156</b> |
| <b>IX. ENCADREMENT.....</b>                                     | <b>172</b> |
| <b>X. AUTRES ACTIVITES.....</b>                                 | <b>174</b> |
| <b>1) COORDINATION.....</b>                                     | <b>174</b> |
| <b>2) JURYS DE THÈSE.....</b>                                   | <b>174</b> |
| <b>3) ÉDITION.....</b>                                          | <b>175</b> |
| <b>4) CAMPAGNES DE MESURES.....</b>                             | <b>175</b> |
| <b>5) DIFFUSION DE L'INFORMATION SCIENTIFIQUE.....</b>          | <b>175</b> |
| <b>XI. LISTE DES ACRONYMES.....</b>                             | <b>176</b> |
| <b>XII. ANNEXE 1: INDICES CONVECTIFS.....</b>                   | <b>178</b> |
| <b>XIII. ANNEXE 2 : MOUSSON AFRICAINE ET PROJET AMMA, .....</b> | <b>179</b> |
| <b>MOTIVATION ET ÉTAT DES CONNAISSANCES.....</b>                | <b>179</b> |
| <b>1) MOTIVATIONS.....</b>                                      | <b>179</b> |
| <b>2) BASICS FEATURES OF THE WEST AFRICAN MONSOON.....</b>      | <b>180</b> |
| <b>3) MODELLING ISSUES OVER WEST AFRICA.....</b>                | <b>181</b> |



# I. PARCOURS PROFESSIONNEL

## 1) En bref

Mes travaux de recherche concernent les **processus physiques de l'atmosphère**, et tout d'abord la **convection**, à savoir les mouvements atmosphériques verticaux, faisant intervenir ou non la formation de nuages. Je m'intéresse à son rôle dans les circulations et transports atmosphériques, dans la formation des précipitations, et à ses **interactions, à différentes échelles**, avec les autres processus mis en jeu.

Après plusieurs années au cours desquelles je me suis largement focalisée sur la modélisation explicite et paramétrée de la convection nuageuse précipitante au dessus des **zones océaniques tropicales**, en m'appuyant notamment sur les jeux de données fournies par l'expérience TOGA-COARE, mes travaux se sont orientés de plus en plus vers la convection atmosphérique se développant au dessus des **zones continentales**, que ce soit dans le cadre des programmes ARM<sup>1</sup>, EUROCS, IHOP, AMMA, BLLAST ou EUCLIPSE. Ce virage s'est initié doucement à partir de mon post-doc au NCAR. Ceci m'a conduit à explorer les thématiques de la **couche limite**, des **interactions surface-atmosphère** et du **cycle de l'eau et de l'énergie**, qui sont des composantes essentielles du climat.

A la base, mon parcours est celui d'une **modélisatrice**, ayant acquis une expérience de la modélisation à méso-échelle et des paramétrisations physiques avec des modèles tels que ComenH, MésoNH, MM5 ou encore le modèle unidimensionnel de l'ECMWF. Cependant, au cours des dernières années, je me suis aussi intéressée de manière plus approfondie à l'**analyse des observations** en tant que telles, et non pas seulement comme un appui à - et/ou un élément de validation de - la modélisation.

La modélisation, outre son potentiel prédictif, constitue un outil de choix pour formuler et tester des idées. Ceci étant, l'intérêt et la validité des réponses fournies par la modélisation dépend évidemment des questions posées. Or, les modèles sont sollicités pour répondre à des **questions de plus en plus difficiles**, mettant en jeu de nombreux processus paramétrisés et des mécanismes complexes dont certains ne sont probablement pas encore identifiés. Dans ce contexte, de nouvelles méthodes intégrant plus largement les observations me semblent tout aussi indispensables pour **tester la pertinence des modèles** et **guider leurs développements futurs**.

Ce cheminement depuis 1992 s'explique ainsi par une évolution de mes connaissances de cet objet d'étude que représente la convection atmosphérique, par l'émergence de nouvelles questions, et par le paysage de la modélisation et le potentiel des jeux de données actuels. Ce cheminement s'est aussi construit au travers des **échanges** avec des chercheurs, des étudiants et d'autres personnes que j'ai eu la chance de rencontrer, au cours de ces années, de thèse, de postdoc, et depuis 2001 de chercheuse au CNRS affectée au CNRM-GAME.

## 2) Dans le détail chronologique

### (i) Thèse au CNRM, modélisation explicite de la convection tropicale (1992-1995)

Je suis arrivée au CNRM début 1992, dans le cadre d'un stage de DEA, encadré par Jean-Philippe Lafore et Jean-Luc Redelsperger. Mon diplôme d'ingénieure en poche, j'avais pendant les

---

<sup>1</sup> Voir la signification des acronymes page 176

deux années précédentes travaillé comme ingénieure dans une société de service en région parisienne, mais je n'y avais pas vraiment trouvé mon compte. J'arrivai ainsi un peu par hasard à Toulouse, dans le monde de la recherche atmosphérique. J'avais eu un réel plaisir à suivre les cours du DEA après cette coupure de deux ans, expérience rare en France où les parcours linéaires sont souvent la norme. Le stage de DEA me permit de réaliser que j'avais trouvé là un travail qui me motivait, et que j'avais envie de poursuivre l'expérience. J'ai passé les trois années suivantes dans ce même laboratoire à préparer une thèse intitulée *Impact d'un ensemble de nuages sur l'environnement de plus grande échelle vu par un modèle de convection nuageuse explicite (cas GATE et TOGA-COARE)*, encadrée par le binôme Redelsperger-Lafore.

La méthodologie utilisée passait par l'utilisation d'un des rares modèles de nuages non hydrostatiques dit 'explicites' existants à l'époque pour mieux comprendre comment la convection profonde précipitante affecte les champs de température et d'humidité dans un environnement tropical océanique, i.e. au travers de quelle balance de processus, via quels mécanismes.

L'objectif était aussi de fournir des éléments utiles aux paramétrisations de la convection 'employées' dans les modèles de plus grande échelle (GCMs) pour représenter, implicitement, ces processus de fine échelle. Concrètement, une seule maille horizontale de GCM (de l'ordre de 100 km) représentait l'étendue de nos domaines de simulation, ces dernières étant réalisées avec un maillage horizontal kilométrique.

Quelques modèles de ce type se développaient depuis une dizaine d'années de part le monde (Redelsperger et Sommeria 1986, Tao et al. 1987, Krueger 1988, Gregory et Miller 1989). Ils avaient auparavant été utilisés pour étudier des phénomènes convectifs tels que des cellules orageuses (Wilhelmson et Klemp 1981), la partie convective des lignes de grains (Lafore et al. 1988, Redelsperger et Lafore 1988). Ces études pionnières ont montré que de tels modèles étaient capables de reproduire les grands traits de la morphologie de la convection observée, en terme d'échelle et d'intensité. Ils ont également contribué à améliorer notre connaissance du rôle du cisaillement de vent dans l'organisation spatiale de la convection, ainsi que celle des mécanismes d'auto-entretien opérants à méso-échelle au sein d'une ligne de grains.

Ces modèles, basés sur une formulation non-hydrostatique de la dynamique atmosphérique, intégraient également une paramétrisation de la microphysique et des processus sous-maille (turbulents). Les processus microphysiques en phase solide étaient ou non considérés dans ces modèles, le schéma de turbulence plus ou moins sophistiqué, et les interactions avec et flux à la surface souvent ignorés. Les conditions initiales étaient quant à elles relativement simples, souvent inspirées par un sondage observé appliqué uniformément sur l'horizontale et sur lequel était surimposées une ou plusieurs bulles localisées, chaudes ou froides, permettant d'initier la convection rapidement. Les conditions limites employées dans ces modèles à aire limitée étaient relativement simples, souvent des conditions limites latérales dites 'ouvertes', l'objectif étant de les rendre les plus transparentes possibles à l'écoulement.

L'utilisation d'un tel cadre académique est encore pertinent, et d'actualité (e.g. Bryan 2003 qui revisite ce type de simulations avec une résolution horizontale de l'ordre de la centaine de mètres). Cependant il n'était pas exactement adapté à la question posée, qui impliquait de considérer un domaine suffisamment grand pour incorporer la convection et son environnement, et ce sur une durée suffisamment longue pour disposer de nombreux événements convectifs.

Ici, compte tenu des échelles temporelles considérées (plusieurs jours) mes premiers pas dans le domaine de la modélisation non-hydrostatique de nuages convectifs ont ainsi consisté à introduire le modèle de transfert radiatif de l'ECMWF dans le modèle de nuages. En effet, ce processus, même d'un point de vue purement énergétique ne peut-être négligé à ces échelles de temps. De plus, même pour les conditions océaniques retenues ici (elles étaient inspirées de l'expérience GATE), l'impact du cycle diurne du rayonnement se faisait sentir dans la simulation en conditions peu perturbées, de manière cohérente avec les observations existantes, et suggéraient une importance des couplages nuages-rayonnement (Guichard et al. 1996).

J'avais été très surprise à l'époque (1992), par la puissance du mail électronique. Il m'avait permis de récupérer le code de transfert radiatif, et de régler avec Jean-Jacques Morcrette, par email exclusivement, les difficultés rencontrées. En revanche, les performances des calculateurs des années

90 ne nous permettaient pas de réaliser les simulations tridimensionnelles sur des dizaines de jours permettant d'aborder les questions d'équilibre(s) convection-rayonnement. Ces simulations donc furent réalisées dans un cadre bidimensionnel sur quelques jours. L'arrivée d'un nouveau ordinateur en cours de route, et le besoin de 'cobayes', me permis d'ailleurs de réaliser plus sereinement l'ensemble tests de sensibilité que je jugeais nécessaires pour l'étude du cycle diurne. (Plusieurs années plus tard, en 2000, une simulation tridimensionnelle d'une 'semaine convective' demandait encore plus d'un mois de patience. La situation s'est radicalement transformée en dix ans). Ce premier modèle avec lequel j'ai travaillé s'est vu rétrospectivement doté d'un nom, ComeNH, à l'arrivée de son successeur MésoNH. Nous étions moins de dix personnes à utiliser ComeNH.

Je poursuivis par une étude plus détaillée des mécanismes mis en jeu dans la simulation d'une situation convective observée au cours de l'expérience TOGA-COARE (Webster et Lucas 1992), un cas d'étude initialement construit par Patrick Jabouille. L'introduction de la paramétrisation des processus microphysiques en phase solide (Caniaux et al. 1994) dans cette simulation de convection profonde tropicale m'était alors apparue indispensable. Cette paramétrisation, initialement développée pour étudier la dynamique interne des lignes de grains, modifiaient également profondément la simulation des structures verticales moyennes et renforçait très sensiblement l'activité convective et la couverture nuageuse.

En modélisation, le fil conducteur de mon travail est probablement l'étude de la sensibilité des processus convectifs et de leurs couplages avec d'autres processus. L'étude de couplages passe logiquement par l'analyse de bilans, et c'est un sujet sur lequel je me suis investie au cours de ce second volet de thèse, dans le but de mieux comprendre les mécanismes dominants opérants dans cette simulation. L'émergence de nombreux schémas de convection dit en flux de masse me poussa à analyser cette simulation tridimensionnelle dans ces mêmes termes, à savoir en distinguant les processus suivant les types de zones rencontrées dans le domaine de simulation, convective, nuageuse, pans de ciel clair.... De plus, cette approche présentait l'intérêt de fournir des informations pertinentes pour ces paramétrisations de la convection et un bon cadre de comparaison (voir II.6 et II.7). La mise en oeuvre de ce programme passa par une seconde immersion intensive dans divers aspects numériques et informatiques du modèle. J'avais à peine fini de me forger une première opinion sur la pertinence de cette formulation en flux de masse, sur ses lacunes concernant l'entraînement et les transports de vapeur d'eau que ma thèse s'achevait. Je me replongeai sur ces questions par la suite, en particulier en collaboration avec Jun-Ichi Yano au début des années 2000 (Yano et al. 2004, Yano et al. 2005).

### *(ii) POST-DOC EUCREM, modèles, paramétrisations, TOGA-COARE (1996-1998)*

Je passai les deux années suivantes au CNRM, et pour quelques mois, au CEPMMT (ECMWF) en tant que POST-DOC du projet européen EUCREM coordonné par Keith Browning et dans lequel Jean-Luc Redelsperger était fortement impliqué. Ce projet était également imbriqué dans les activités du groupe nouvellement formé GEWEX/GCSS (Moncrieff et al. 1997). Ce groupe comprenait bon nombre de 'modélisateurs' et 'paramétriseurs' de convection aux préoccupations convergentes. Le cadre était donc très propice aux échanges et collaborations européennes (Gregory et Guichard 2002) comme toulousaines (Bechtold et al. 2000, Redelsperger et al. 2000a).

Le travail réalisé à partir des observations de l'expérience TOGA-COARE permettait maintenant d'envisager de confronter nos modèles à ces observations, ce qui m'amena à travailler sur plusieurs cas d'étude qui sont aujourd'hui encore utilisés par la communauté internationale. Les bilans atmosphériques estimés à partir de réseaux de sondages par Lin et Johnson (1996) pour toute la période de l'expérience nous furent particulièrement utiles. Inversement, on peut penser que cette utilisation joua un rôle dans les améliorations postérieures apportées à ces bilans par Johnson et collègues (Ciesielski et al. 2003).

Une grande nouveauté de ce projet était aussi l'idée d'inter-comparer les modèles explicites de nuages et les modèles paramétrés uni-colonne. Les expressions cloud-resolving model (CRM) et single-column model (SCM) pour désigner ces deux types de modélisation furent adoptées. Un meeting du groupe GCSS-WG4 se déroula fin 1996 autour d'un cas d'inter-comparaison appelé GCSS Case2 et

permet aux participants de se rencontrer. Les résultats de ce travail ne furent que très partiellement publiés (Krueger 1997) mais j'en retirai quant à moi une vision plus claire de ce que pouvait -et ne pouvait pas- nous fournir un CRM. Il me conforta dans l'idée que la représentation quantitative des enclumes nuageuses par les CRMs était problématique et que la paramétrisation de la microphysique froide associée restait une source d'incertitude majeure. Ce constat se limite à des conditions tropicales océaniques pour lesquelles on peut supposer que la dynamique de couche limite joue un rôle plus mineur qu'au dessus des zones continentales ou en tout cas distinct - l'extension verticale de la couche mélangée atmosphérique est limitée par les conditions généralement très humides des basses couches. Inversement, les dynamiques convectives des différents CRMs étaient plus proches tandis que les modèles colonne paramétrés (SCMs) présentaient une dispersion beaucoup plus importante. Redelsperger et al. (2000) et Bechtold et al. (2000) tirent d'ailleurs des conclusions similaires d'une inter-comparaison de simulations de lignes de grains réalisées dans un cadre de modélisation distinct.

La raison principale de la non poursuite de l'inter-comparaison de ce *Case 2* tient probablement au biais froid qui affectait toutes les simulations, qu'elles soit de type CRM ou SCM. C'est une difficulté que je rencontrais également à cette époque, même si à un degré moindre, dans la simulation d'une autre situation issue de l'expérience TOGA-COARE. Après plusieurs mois à errer dans le brouillard, je réalisai que ce biais n'avait au premier ordre rien à voir avec un défaut intrinsèque du modèle mais provenait pour une bonne part d'une utilisation trop confiante des données, il s'apparentait à un problème de méthodologie (Emanuel 1999), comme démontré par l'exploitation de données indépendantes et par des considérations physiques sur le cycle diurne des processus radiatifs (Guichard et al. 2000) , je discute plus amplement ces résultats dans la section II.4(iii).

Ce projet fut aussi pour moi l'occasion de travailler en étroite collaboration avec David Gregory pendant plusieurs mois (séjour ECMWF), de manipuler la version SCM du modèle global ECMWF-IFS. Il me permit aussi d'expérimenter la vie d'un centre de prévision météorologique plus resserré que Météo-France et de rencontrer plusieurs chercheurs avec qui j'ai pu échangé, noué des liens et collaboré par la suite (Agustí-Panareda et al. 2009, 2010).

Notre objectif avec David Gregory était d'explorer dans quelle mesure la combinaison des schémas de convection et de nuages (et de leurs interactions) permettaient de représenter la convection organisée de type ligne de grains. Après plusieurs années passées à manipuler un CRM, par conception plus simple qu'un SCM mais aussi beaucoup plus coûteux, lourd, ce fut un réel plaisir de pouvoir explorer si rapidement de nombreuses sensibilités du modèle, doublé d'une expérience très instructive. La démarche que j'avais initié pendant la seconde partie ma thèse visait à fournir des diagnostics tels que les flux de masse convectifs, les propriétés des cellules convectives, et cette approche trouvait là son application et son prolongement naturel. Nous avons donc analysé des champs qui correspondent à des *variables internes* (expression empruntée à Frédéric Hourdin) de la paramétrisation de la convection en flux de masse du modèle du CEPMMT. Par nature, une telle comparaison n'est pas directe car de nombreuses hypothèses à la base d'une telle paramétrisation l'éloignent de la convection simulée par un CRM (comme de la convection réelle d'ailleurs). Néanmoins, ces diagnostics fournissent un cadrage pertinent. Ces comparaisons nous ont conduit à modifier plusieurs éléments de la paramétrisation, notamment la formulation de l'entraînement. La conclusion essentielle de cette étude fut que le modèle paramétré était potentiellement capable de simuler ce type de convection organisée à méso-échelle à la condition, importante, que les circulations mises en jeu dans la partie stratiforme soient représentées. Ainsi, il est possible que le modèle actuel, dont la résolution est bien plus fine maintenant, soit plus à même de remplir, au moins partiellement, cette condition.

Finalement, l'ensemble de simulations réalisées à partir des données de l'expérience TOGA-COARE fournissait une base vraiment intéressante pour aborder de nombreuses questions scientifiques en relation plus ou moins directe avec la paramétrisation de la convection (e.g. Redelsperger et al. 2000b). C'est un sujet sur lequel j'aurais probablement pu m'investir plus mais mon départ pour le NCAR y mis un frein.

### (iii) POST-DOC NCAR, observations, vapeur d'eau, régime continental, ARM, MM5 (1999)

J'enchaînai alors par un nouveau POST-DOC au NCAR à Boulder, avec David Parsons, au sein d'un groupe dédié à l'observation et aux instruments. Ce contexte était particulièrement favorable à l'exploration des données, un domaine dans lequel mon expérience était très limitée. Le travail que je réalisai sur les biais secs des sondages utilisés au cours de l'expérience COARE (Guichard et al. 2000) n'entama pas cet enthousiasme. Le fait qu'une grande partie des sondages de l'expérience soit affectée par un biais sec était apparu assez rapidement, du fait de l'utilisation intensive des données qui avait suivi cette expérience de grande envergure. Par contre, le développement d'un algorithme de correction demanda plusieurs années de travail et de collaboration entre le NCAR et Vaisala, la société qui avait conçu le capteur. Le biais instrumental provenait de la désagrégation du matériau contenant le capteur, ce qui avait pour conséquence de diminuer les qualités hydrophiles du polymère servant à mesurer l'humidité. C'était une chance de pouvoir ainsi approcher un des moyens de mesure de référence de l'atmosphère. De plus, ce problème de biais avait des répercussions qui dépassait largement la campagne COARE. Ce premier réel contact avec l'observation me permit de réaliser plus concrètement comment il est encore délicat de cerner précisément certains contours de l'atmosphère, et de surcroît, comment la nature des difficultés s'avère parfois surprenante.

Je n'avais pas tout à fait abandonné la modélisation et collaborais également avec Jimmy Dudhia sur un projet d'évaluation de la physique du modèle méso-échelle MM5 s'appuyant sur les données du site ARM des grandes plaines américaines (SGP). J'abordais par contre pour la première fois les régions fortement continentales (dans le travail comme dans ma vie de tous les jours). Le site ARM SGP instrumenté existait depuis plusieurs années déjà, et le projet ARM cherchait à établir des liens avec les communautés de modélisateurs, via par exemple le développement alors en construction d'estimations de fractions nuageuses à partir de données radar. Son activité était néanmoins encore à la fin des années 90 principalement orientée vers la physique de la mesure du rayonnement et des nuages, comme le soulignent les programmes des ARM annual meetings de cette époque. De fil en aiguille, je comparai les observations documentant la surface, puis toute la colonne atmosphérique conjointement avec la simulation de la colonne du modèle coïncidant avec le site de mesures, et ce sur une période de temps longue, proche de la saison, car c'était bien là un intérêt majeur de ces données, ponctuelles certes, mais disponibles en continu, avec des instruments dont la cadence d'échantillonnage était élevée. Jimmy Dudhia tout comme moi, nous étions dubitatifs concernant ce que pourraient nous apprendre ces données sur la validité des simulations, sur les pistes d'amélioration qu'elles suggéreraient. L'approche était exigeante, étroite, puisqu'il s'agissait de comparer une colonne de la simulation parmi les plus de 20000 du domaine modélisé. Les données nous donnèrent tort à tous les deux puisque même imparfait, le modèle s'approchait suffisamment des observations pour que la méthodologie soit pertinente. En particulier, les observations indiquaient un biais important des flux infra-rouge descendants relié à une prise en compte trop fruste des propriétés radiatives de la vapeur d'eau, et ce biais se répercutait sur le champ de température, conduisant à des refroidissements nocturnes très largement sous-estimés. L'introduction du modèle de transfert radiatif RRTM dans MM5 nous permit de réduire considérablement ce biais sur la base de considérations physiques satisfaisantes (Guichard et al. 2003). En parallèle, Jean-Jacques Morcrette avait développé une méthodologie très semblable pour évaluer le modèle du CEPMMT (Morcrette 2002). Depuis lors, de nombreuses études ont mis en oeuvre des approches de ce type d'approche pour mieux cerner la modélisation, en particulier celles des nuages, par exemple Bouniol et al. (2010) qui utilise des observations issues de trois sites européens.

Au cours de cette même année, je bouclai des travaux de modélisation laissés inachevés avant mon départ (Guichard et al. 2000b, Bechtold et al. 2001, Gregory et Guichard 2002). Je participai aussi à une nouvelle inter-comparaison de modèles menée par Kuan-Man Xu, toujours avec ComeNH, modèle que j'avais non sans quelques difficultés informatiques finalement installé sur le calculateur du NCAR (Xu et al. 2002).

J'avais aussi entamé avec Jimmy Dudhia et David Parsons une étude sur la sensibilité de la modélisation méso-échelle aux paramétrisations physiques (convection, nuages, rayonnement et couche limite) avec MM5. Elle s'appuyait sur les données de l'expérience TOGA-COARE, une simulation CRM et un jeu de simulations MM5 d'une dizaine de jours chacune. Les structures

spatiales et la nature (convective versus stratiforme) de la pluie simulée variaient profondément suivant le schéma convectif employé, soit un résultat peu surprenant. Cependant, les structures thermodynamiques verticales moyennes étaient relativement proches, car elles mettaient en jeu de fortes compensations entre l'ensemble des processus physiques et la dynamique. De plus, la sensibilité de ces structures aux schémas radiatif et de couche limite s'avérait aussi importante que celles obtenue pour les schémas de convection.

Avec David Parsons, nous nous étions également re-penché sur un de nos sujets de prédilection: le cycle diurne de la convection. Des sondages haute fréquence de qualité réalisés lors de la campagne TOCS dans le pacifique équatorial permettaient de bâtir un composite diurne d'indice convectifs et d'estimer le poids et la balance des processus associées. Cette étude montrait l'existence de deux pics d'instabilité cohérents avec les maxima de précipitation. Plus largement elle indiquait que le cycle diurne de la convection sur océan ne s'explique probablement pas via un seul mécanisme (e.g. les interactions directes nuage-rayonnement). A l'inverse, elle suggère un rôle important des basses couches atmosphériques et des couplages surface-atmosphère.

Ces deux études avaient été entamées durant la seconde partie de mon séjour, et il en reste seulement des traces incomplètes sous la forme de reprints (Guichard et al. 2000, Parsons et al. 2000). C'est aussi le cas d'une étude menée avec Scott Richardson sur les biais des sondages des grandes plaines américaines (Richardson et al. 2000). Néanmoins, ces quinze mois au NCAR furent globalement passionnants, enrichissants, et très agréables.

### *(iv) POST-DOC EUROCS (2000-2001), cycle diurne de la convection continentale (2000-2003)*

Après ce séjour américain, je retrouvai le CNRM en tant que post-doc dans le cadre du projet EUROCS coordonné par Jean-Luc Redelsperger. Il s'agissait à nouveau de modélisation et de paramétrisation de la convection, mais dans un contexte renouvelé. En particulier, une des quatre thématiques du projet était le cycle diurne de la convection sur continent, soit un phénomène que les modèles de grande échelle peinent à simuler correctement. J'avais la charge avec Jon Petch du Met Office de coordonner ce groupe de travail. Je retrouvai également là une bonne part de mes collègues européens du projet EUCREM, et rencontrai des chercheurs français avec qui j'ai poursuivi des collaborations par la suite, notamment Jean-Pierre Chaboureaud, avec qui je co-encadrai pour la première fois le stage d'un étudiant en DEA.

Concrètement, au CNRM, le modèle MésoNH, maintenant doté des paramétrisations physiques nécessaires, devait remplacer ComeNH pour les simulations de type CRM que nous voulions faire. Cela engendra un certain nombre de développements, validations et tests réalisés par Mireille Tomasini et moi-même. L'utilisation d'un nouveau modèle n'est pas anodin, il demande un investissement important que j'expérimentai à nouveau.

Les observations du site ARM SGP me servirent à définir un cas d'étude, et ce cas fut ensuite simulé par une dizaine de modèles, de type SCM et CRM (Guichard et al. 2004). Il ne s'agissait pas de refaire une inter-comparaison de modèles telle celle présentée par Xu et al. (2002) avec les modèles européens. Cette nouvelle étude visait une question particulière, qui passait par une analyse des échelles de temps plus courtes d'une situation qui n'était pas dominée par des circulations de grande échelle tels des fronts et autres forçages synoptiques. Du fait de l'importance des processus de couche limite dans le développement de la convection diurne, elle nécessita aussi un traitement plus précis des échanges surface-atmosphère. Ce cadre de modélisation permit (i) de reproduire simplement un défaut des paramétrisations conduisant à un développement de la convection trop rapide dans des simulations tridimensionnelles moins contrôlées et (ii) d'explorer le cycle diurne de la convection telle que simulée par un CRM (Chaboureaud et al. 2004).

De nombreux schémas de convection utilisent une fermeture en CAPE, à savoir une activité convective qui répond à une augmentation de CAPE. L'évolution diurne de la CAPE est largement pilotée par celle de la température potentielle équivalente dans la couche limite convective, elle même contrôlée par la croissance de la couche limite et les flux de chaleur latente à la surface. L'inhibition convective (CIN) diminue également en réponse à l'augmentation de la température potentielle

équivalente dans la couche limite. Cependant, contrairement à la CAPE, la CIN est contrôlée par l'évolution diurne d'une couche atmosphérique fine, beaucoup plus délicate à modéliser, en particulier pendant la journée lorsque son épaisseur se réduit considérablement. Ainsi, même si les critères de déclenchement de la convection intègrent des considérations de CIN, en pratique, ils varient suivant les schémas de convection et apparaissent souvent trop peu contraints par l'inhibition convective. Le déclenchement trop rapide de la convection profonde dans un modèle produit alors dans certains modèles des effets dévastateurs sur la dynamique de la couche limite convective, notamment via les courants descendants convectifs froids (Betts et Jakob 2002, Guichard et al. 2004). Malgré cela, les modèles paramétrés maintenaient une atmosphère trop instable (en terme de CAPE), et cette caractéristique faisait intervenir le transport convectif de vapeur d'eau dans la troposphère libre, sous estimé par ces modèles.

Par ailleurs, le développement de convection profonde diurne n'est pas instantané. Une phase de transition plus ou moins longue sépare le régime de convection de couche limite sèche de celui de convection profonde. Dans notre cas, cette phase -ou régime- intermédiaire faisait intervenir des nuages convectifs moins développés verticalement (Chaboureaud et al. 2004, voir aussi Wu et al. 2009). D'un point de vue phénoménologique, cette phase reste à définir précisément, ainsi que la combinaison de facteurs contrôlant ses caractéristiques. En termes de représentation paramétrée, on se heurte à des problèmes de *communication* entre paramétrisations des processus de convection sèche, peu profonde et profonde. Chaque modèle possède son jeu de paramétrisations et intègre ses propres règles de communication (e.g. Jakob et Siebesma 2003, un des rares articles présentant ces *règles* dans le détail et discutant cette question). Néanmoins, au delà de chaque cas particulier, ces paramétrisations interagissent généralement plutôt *indirectement* entre elles, via le filtre des conditions de grande échelle; or ces conditions ne fournissent pas toujours les critères pertinents (e.g. Neggers et al. 2004). Ces considérations ont motivé nombre d'études depuis dix ans, majoritairement focalisées sur la convection peu profonde. Par exemple Grant (2001) propose d'utiliser l'énergie cinétique turbulente de la couche mélangée pour déterminer le flux de masse convectif en nuage. En revanche, la question des couplages entre dynamique de basses couches et convection profonde a été peu abordée.

Finalement, les simulations explicites CRM indiquaient une humidification progressive de la troposphère précédant le développement de convection profonde, humidification orchestrée par les processus nuageux. A cette même époque, à des échelles de temps plus longues et au dessus de l'océan tropical, Jean-Luc Redelsperger, David Parsons et moi-même, nous analysions une phase relativement *sèche* observée au cours de l'expérience TOGA-COARE (Redelsperger et al. 2002). *Sèche* qualifie ici une période de quelques jours au cours de laquelle l'atmosphère est moins humide et la convection relativement peu active. Plusieurs situations de ce type avaient été observées au cours de l'expérience. Elles suivaient ce qu'on a appelé des intrusions d'air sec associées à des phénomènes de grande échelle (Yoneyama et Parsons 1999) et se caractérisaient par une ré-humidification lente de l'atmosphère avant le retour à des conditions de convection profonde plus intense (plus conformes à l'image climatologique de la région). Les observations montraient également une relativement faible extension verticale de la convection profonde avec des sommets de nuages qui ne dépassaient pas les 10 km d'altitude. Afin de préciser les mécanismes à l'oeuvre au cours d'une telle phase de ré-humidification, nous avons réalisé des simulations explicites de cette situation et analysé les bilans associés. Les résultats obtenus soulignent l'importance du champ d'humidité qui intervient via des mécanismes distincts dans l'entraînement et la stabilité (cf. section II.6, voir aussi Chaboureaud et al. 2004). Ces mécanismes recoupent au moins en partie ceux rencontrés sur continent au cours de la phase de transition et il sera sûrement instructif d'y revenir dans le futur. Depuis quelques années, les formulations de l'entraînement et du déentraînement utilisés dans les schémas de convection ont évolué (e.g. celle utilisée par l'ECMWF-IFS, Bechtold et al. 2008, qui fait intervenir l'humidité troposphérique). Néanmoins, la question est encore loin d'être réglée (Del Genio et Wu 2010).

Cette période correspond également à la fin de mon dernier POST-DOC car en octobre 2001, je fus embauchée par le CNRS sur un poste de chargée de recherche affectée au GAME.

(v) Couche limite, vapeur d'eau, IHOP, HAPEX-Sahel, et paramétrisations (2002-2005)

Aborder la thématique du développement de la convection diurne sur continent avec un CRM s'accompagne de limitations résultant de la résolution spatiale d'un tel modèle. En effet, elle coïncide avec celle des échelles caractéristiques de la turbulence de couche limite, éventuellement nuageuse, de l'ordre du kilomètre également. Nous aurions bien poussé les limites du calculateur afin de réaliser une simulation de type LES de convection profonde, mais ce projet fut remis à plus tard, faute de temps.

Par contre, je m'investis plus durablement sur la thématique de la couche limite et de sa modélisation avec l'arrivée de Fleur Couvreur dont j'encadrai la thèse. Le sujet en était la variabilité de la vapeur d'eau dans les basses couches atmosphériques, et elle exploita largement les données de la campagne IHOP 2002 qui fournit un jeu de données particulièrement riche des basses couches atmosphériques. Cette campagne qui se déroula elle aussi sur les grande plaines américaines était pilotée par David Parsons et Tammy Weckwerth du NCAR. Le Service d'Aéronomie participa à la campagne de mesure et Cyrille Flamant coordonna le projet au niveau français. Fleur Couvreur débuta sa thèse quelques mois après l'expérience IHOP, expérience à laquelle elle avait activement participé. Elle était déjà passionnée par la couche limite depuis quelques années et son enthousiasme à ce sujet est du même ordre que sa capacité de travail. L'encadrement de sa thèse fut un grand plaisir, j'en ai retiré de véritables satisfactions, ce fut une aventure tout autant humaine que professionnelle.

Les grands traits de la dynamique de couche limite convective comme la technique de modélisation de type LES était déjà bien cernées au début des années 2000. Par contre, la variabilité de la vapeur d'eau associée était peu documentée et mal connue. De plus, les LES avaient été essentiellement utilisées pour reproduire des situations relativement académiques. Ce ne fut pas le cas des travaux menés dans le cadre de la thèse de Fleur, dont une partie des résultats est présentée dans la section III.3.

### (vi) Processus, couplages et cycle énergétique en Afrique de l'ouest, AMMA (2005-2010)

A l'exception d'échanges informels sur la mousson africaine avec ma collègue Aida Diongue au début des années 2000, mon premier véritable contact avec l'Afrique de l'Ouest et le projet AMMA date de l'été 2004. Je participai pour la première fois et fortuitement à une campagne de terrain, au Mali. J'étais la seule *atmosphérique* du groupe, entourée de spécialistes du fonctionnement de la végétation, de la respiration du sol et des échanges de carbone. Il s'agissait néanmoins pour le petit groupe dont je faisais partie de réaliser des mesures dans la couche limite avec un ballon captif, de nuit. L'objectif visé par ce projet coordonné par L. Kergoat était de déterminer s'il était possible d'estimer la respiration du sol grâce à l'acquisition de profils successifs de CO<sub>2</sub> dans la couche limite nocturne. Cela présentait aussi l'intérêt de fournir des observations météorologiques rares et par ailleurs indispensables pour interpréter les mesures de CO<sub>2</sub>. En préparation de la mission, j'avais extrait les profils verticaux des analyses ECMWF pour nous permettre d'avoir une première idée de la force du jet nocturne et de sa variabilité au cours de cette période de l'année (un ballon captif ne supporte pas des vents trop forts). La sous-estimation de l'intensité du jet nocturne des analyses nous permis de partir confiants sur ce point.

Cette immersion dans la mousson fut par ailleurs une expérience importante en ce qui me concerne: le premier contact direct avec mon objet d'étude principal, à savoir la convection dans les tropiques. Je pense que ce contact peut permettre d'avancer dans les idées, les réflexions. A mon avis, il serait utile de favoriser plus largement la participation de jeunes étudiants et chercheurs à des campagnes de terrain. En 2004, les petits cumulus d'alizés hawaïens m'apparurent rétrospectivement presque fades en comparaison de la richesse des ciels nuageux du Sahel. Depuis 2004, j'ai eu la chance de pouvoir revenir travailler sur ce site du Gourma malien à quatre reprises. J'ai aussi travaillé sur plusieurs projets en collaboration avec mes collègues du LMTG (Mougin, Kergoat, Timouk et al.) qui gèrent et étudient ce site instrumenté depuis plus de dix ans (Samain et al. 2008, Frappart et al. 2009, Guichard et al. 2009, Mougin et al. 2009, Bain et al. 2010). L'analyse présentée dans Guichard et al. (2009) des bilans radiatifs et de la thermodynamique en surface pour cette région sahélienne est probablement ma contribution la plus personnelle de ces dernières années. Elle résulte d'un travail de longue haleine, mais très morcelé dans -et volé sur- le temps car la majeure partie de mon temps est occupée par d'autres impératifs. Néanmoins, c'est un sujet que je compte poursuivre et développer au cours des prochaines années comme présenté en section V.2.



Dans les faits, j'ai été très impliquée dans le projet AMMA (Redelsperger et al. 2006) au cours des cinq dernières années, en premier lieu au jour le jour, au sein de mon équipe elle même concentrée sur ce projet.

Florence Favot et moi-même avons participé à l'exercice d'inter-comparaison de modèles de grande échelle AMMA-MIP coordonné par Frédéric Hourdin. Cet exercice visait à dresser un état des lieux des capacités de ces modèles à reproduire les grands traits de la mousson: cycle saisonnier, structures de basses couches et dynamique de grande échelle (ITCZ, jet d'est Africain...). Concrètement, nous avons pris en charge dès 2005 le volet observations et produits d'observations mis en regard de ces modèles (Hourdin et al. 2010). Cette activité se poursuit d'ailleurs, par exemple au travers du projet européen EUCLIPSE et en collaboration avec Dominique Bouniol.

Après la campagne AMMA de 2006, les premières sondages haute résolution sont arrivés, et j'ai participé à un travail de correction de biais d'humidité affectant ces données; il est présenté par Nuret et al. (2008). J'ai également collaboré avec Anna Agusti-Panareda et Anton Beljaars sur cette question qui avaient décidé très tôt d'intégrer une correction des biais des sondages dans leur réanalyse AMMA (Agusti-Panareda et al. 2009 et 2010). Je reviens sur ces travaux en III.1.(i).

Avec Fleur Couvreur, maintenant une proche collaboratrice, nous avons mené ensemble plusieurs projets depuis 2007. Le flux de mousson est un phénomène qui occupe les basses couches de l'atmosphériques, il était donc finalement naturel de commencer par se pencher sur le flux de mousson, par ailleurs peu étudié en tant que tel avant AMMA. L'étude de Couvreur et al. (2010) identifie et caractérise des pulsations du flux de mousson aux échelles synoptiques. Elle montre en particulier le caractère continental de ces pulsations pour lesquelles la dynamique de la dépression thermique saharienne (ou heat-low) joue un rôle prépondérant. Ces pulsations de basses couches sont par ailleurs fréquemment couplées avec des ondes d'est à plus haute altitude.

Au Sahel, région continentale semi-aride, notre connaissance de la convection est largement restreinte à celle des systèmes organisés type lignes de grains. Cependant, j'ai suivi ici le fil de pensée qui porte à étudier *aussi* les phases de convection peu actives observées sur le Pacifique tropical (Parsons et al. 1999, Redelsperger 2002) parce qu'elles font partie intégrante du fonctionnement du système. Ainsi, il me semble qu'il est nécessaire d'explorer *aussi* le fonctionnement de la convection profonde qui se développe tous les jours en zone sahélienne, et qui n'est suivie qu'occasionnellement par un développement en système convectif de méso-échelle. J'ai encadré le post-doc de Catherine Rio sur ce sujet en 2008, post-doc également co-encadré par Fleur Couvreur. Cette étude s'est par ailleurs articulée avec les travaux menés au LA par Marie Lothon et collègues avec les données du radar du MIT documentant une situation de ce type (Lothon et al. 2010).

Par ailleurs, l'Afrique de l'ouest est la plus grande région continentale des Tropiques, et les processus atmosphériques y présentent des cycles diurnes marqués, soit un mode d'organisation temporel notoirement difficile à modéliser. J'ai proposé une thèse sur ce sujet en 2007 à Amanda Gounou, thèse également co-encadrée par Fleur Couvreur. Cette thèse s'appuie sur de nombreuses données collectées au cours de la campagne AMMA. Ces données ont permis d'identifier, de documenter et de modéliser des régimes de cycle diurne contrastés géographiquement et dans le temps. Les résultats obtenus soulignent que la modélisation du cycle diurne sur les zones continentales ne se limite pas à un problème de paramétrisation de la convection profonde. En particulier, même si la couverture nuageuse est souvent moindre sur continent que sur océan, son impact sur le bilan énergétique à la surface s'avère probablement plus important sur continent aux échelles de temps courtes. Cette étude souligne aussi le développement d'une plus grande variabilité de la thermodynamique de basses couches au cours de la journée. C'est aussi la période au cours de laquelle est réalisée la majeure partie des échanges énergétiques entre surface et atmosphère et elle s'avère particulièrement critique en termes de paramétrisation. Ce constat a motivé les travaux sur l'initiation de la convection diurne observée, travaux également menés dans le cadre de la thèse d'Amanda et évoqué à la fin de cette section.

Plus généralement, les conditions semi-arides telles que rencontrées au Sahel s'accompagnent de précipitations convectives importantes: les cumuls annuels de pluie observés à Niamey et à Toulouse sont similaires). Des travaux récents suggèrent la possibilité de rétro-actions entre conditions

de surface (température, humidité du sol) et développement de précipitations convectives à l'échelle de la journée. Cependant le signe de ces rétroactions semble varier suivant les conditions atmosphériques (Findell et Eltahir 2003). Ainsi, une surface sèche (plutôt qu'humide) peut s'avérer plus favorable au développement de convection profonde. Les observations montrent également l'existence d'une sensibilité de ce type (Taylor et Ellis 2006, Gounou et al. 2009). En utilisant la base de radiosondages AMMA, J'ai pu replacer les conditions environnementales rencontrées en Afrique de l'Ouest dans le cadre proposé par Findell et Eltahir (Guichard et al. 2008p). Cette étude suggère que les rétro-actions surface-convection sont importantes en Afrique de l'Ouest. Ces rétro-actions seraient alternativement négatives en début de mousson, positives pendant le coeur de la saison de mousson, puis à nouveau négative en fin de mousson.

Au delà, le projet AMMA a tout d'abord été une occasion unique de participer à un programme multi-disciplinaire de grande envergure, motivé par de nombreux questionnements scientifiques. Il a permis des rencontres et des collaborations entre chercheurs venant d'horizons différents. Quant à moi, j'ai dans ce contexte noué des collaborations avec plusieurs chercheurs, en particulier au sein la communauté française que je connaissais peu, du fait de mon parcours.

Je me suis investie sur l'étude du cycle de l'eau en Afrique de l'ouest, principalement en collaboration avec Olivier Bock (IGN/LATMOS). J'ai ainsi participé aux études menées sur l'eau précipitable avec les données GPS (Bock et al. 2007a et b, 2008). J'ai co-encadré la thèse de Remi Meynadier dont O. Bock était l'encadrant principal, thèse portant sur le cycle de l'eau à grande échelle en Afrique de l'Ouest. Finalement, la modélisation méso-échelle est très présente dans le projet AMMA mais les capacités de ces modèles à reproduire les événements convectifs observés en Afrique de l'ouest est mal cernée. Ceci a motivé l'inter-comparaison de simulations méso-échelle présentée par Guichard et al. (2010). Cette étude a bénéficié de nombreux échanges avec Nicole Asencio qui avait réalisé différentes simulations de ce cas d'étude avec MesoNH.

Toujours dans le cadre de la thèse d'Amanda Gounou et en relation avec les questions de rétro-actions surface-convection, nous avons analysé en collaboration avec Christopher Taylor (CEH, Grande Bretagne) si l'initiation diurne de la convection au Sahel faisait intervenir des couplages avec les conditions de surface. L'approche développée dans cette étude est basée sur l'exploitation de jeux de données satellitaires (LST, ISIS) et d'analyses météorologiques. Nous avons ainsi documenté des centaines de cas d'initiation de convection observés dans des conditions environnementales variées. La grande capacité d'adaptation d'Amanda, son goût pour le travail en équipe et son grand intérêt pour les questions scientifiques ont apporté beaucoup à cette étude dans laquelle elle s'est investie bien au delà de son séjour de trois mois au CEH.

Comme je l'ai mentionné précédemment, je pense qu'il est important d'offrir l'occasion aux étudiants de participer à des campagnes de mesures. Ce ne fut pas possible dans le cadre de la thèse d'Amanda. Néanmoins, je suis contente qu'elle ait pu visiter un site de mesures AMMA, celui du Gourma, avec mes collègues du LMTG et moi même en 2009. Elle eu lieu après une conférence qui s'était opportunément déroulée au Burkina-Faso; ses collègues étudiants de notre équipe Cecile et Romain partagèrent également cette visite et j'espère qu'elle leur fut instructive.

*Après cette présentation chronologique de mon parcours, les trois chapitres qui suivent sont organisés par thématiques: la convection et sa modélisation (chapitre II), l'eau et le cycle énergétique (chapitre III), et le cycle diurne (chapitre IV). Le chapitre V dessine ensuite mes perspectives de recherche pour les années à venir.*

*Mon CV, une liste de publications, des informations sur les encadrements dans lesquels je me suis impliquée et d'autres éléments sur mes activités font l'objet des chapitres VII à X.*

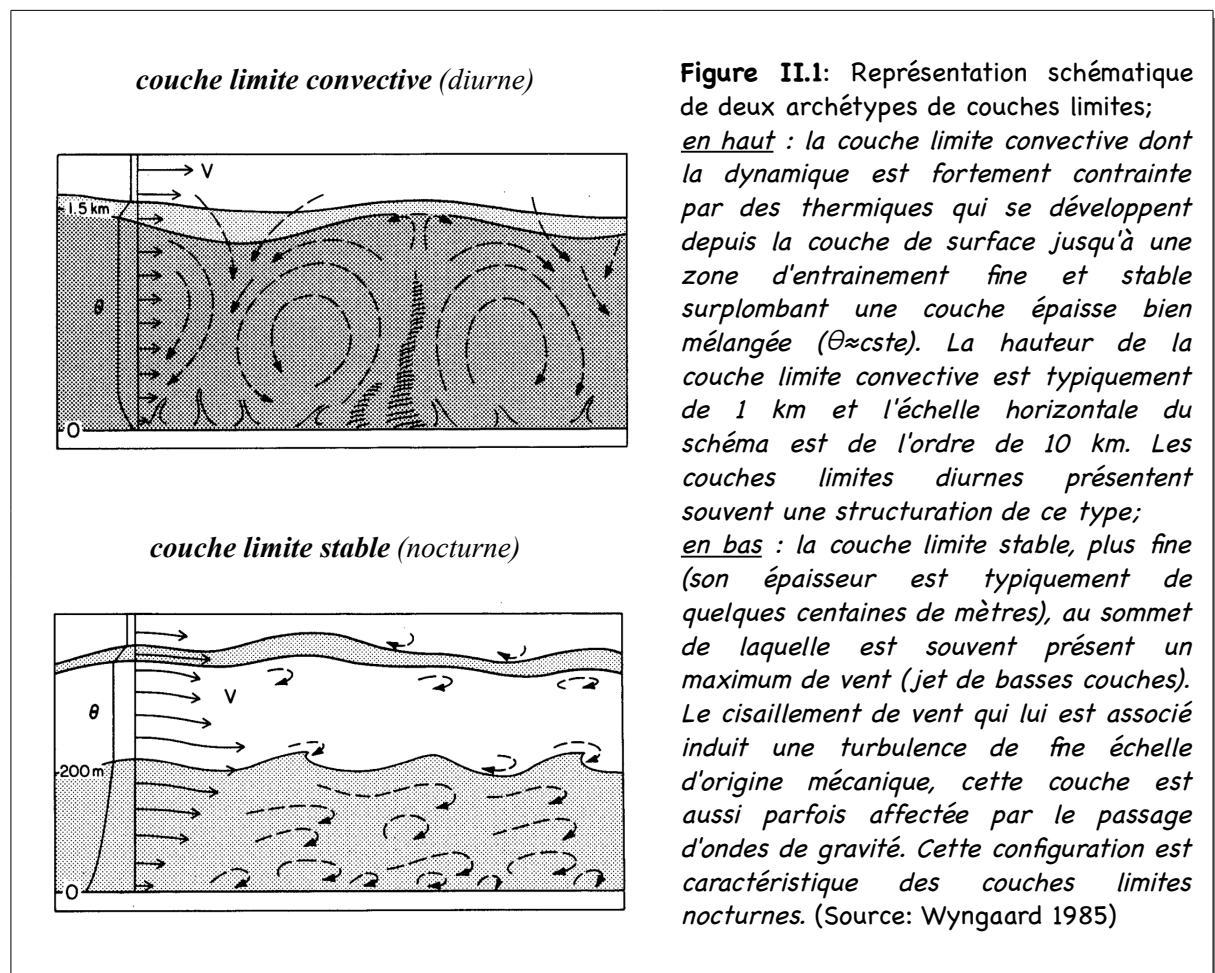
*Afin de faciliter la lecture, une liste des acronymes est fournie (chapitre XI). J'ai ensuite inséré deux annexes: la première présente des grandeurs convectives utilisées tout au long de ce manuscrit aux acronymes peu évocateurs tels LCL, LFC, CAPE, CIN (chapitre XII), la seconde est texte fournissant des informations sur la mousson africaine et le programme AMMA (chapitre XIII).*

## II. CONVECTION ET MODELISATION

## 1) Quelques éléments sur la convection atmosphérique

(i) *Formes et caractéristiques*

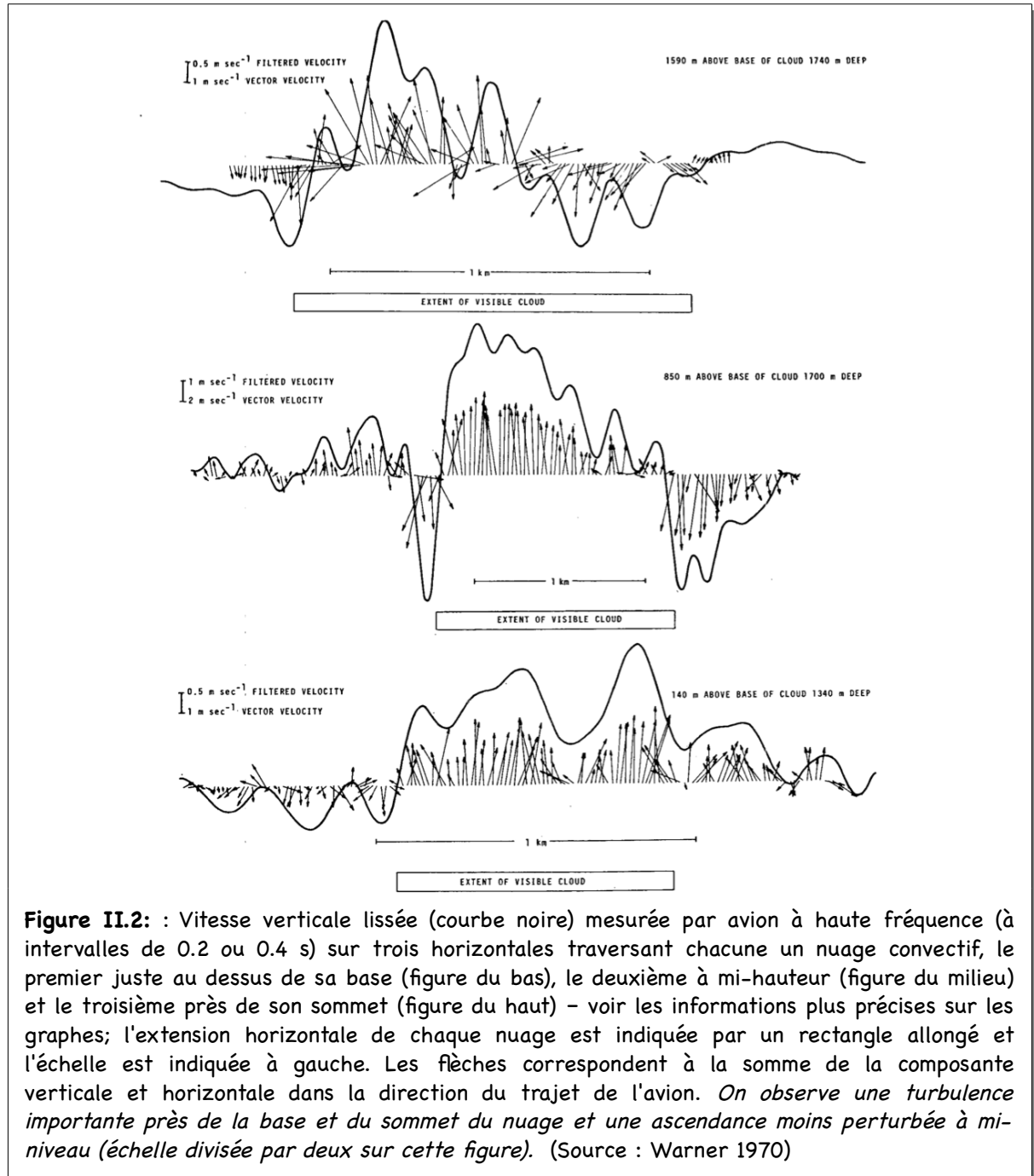
Les phénomènes convectifs se manifestent dans l'atmosphère sous des formes variées en réponses à des déséquilibres thermiques verticaux. Ainsi, les thermiques qui se développent au dessus d'une surface chaude limitent l'augmentation de température dans la couche de surface (convection dite *sèche*) tandis que la convection nuageuse (faisant intervenir les changements de phase de l'eau) tend plutôt à redistribuer verticalement l'énergie statique humide. Elle s'accompagne alors de la formation de nuages, depuis les petits cumulus de beau temps jusqu'aux cumulonimbus qui sont à l'origine des pluies les plus intenses.



Les phénomènes convectifs se manifestent à des échelles fines: les thermiques de couche limite sont caractérisés par des échelles spatio-temporelles de l'ordre du kilomètre et de la dizaine de minutes (voir aussi Fig. II.1); une cellule orageuse à typiquement une taille de l'ordre de la dizaine de kilomètres pour une durée de vie de l'ordre d'une heure. On observe aussi au sein de ces différentes structures, thermiques comme cumulus, des fluctuations à des échelles plus fines (e.g. Fig. II.2). Ces phénomènes sont complexes, du fait de leur caractère transitoire et des fortes interactions qui les couplent à d'autres processus, tels que les processus de surface, microphysiques, radiatifs et les circulations de plus grande échelle.

## II. CONVECTION ET MODELISATION

On sait aussi que ces phénomènes présentent souvent des *patterns* (ou *organisations*) particuliers à méso-échelle. Dans la couche limite convective la turbulence s'organise en *cellules ouvertes* ou bien encore en *rouleaux* en conditions claires et peu nuageuses (e.g. Hardy et Ottersen 1969, Konrad 1970, voir aussi Kuettner 1959). Des cellules existent aussi au sein des champs de stratocumulus, mais elles sont généralement *fermées* (la taille de ces cellules est de l'ordre de la dizaine de km ou plus).

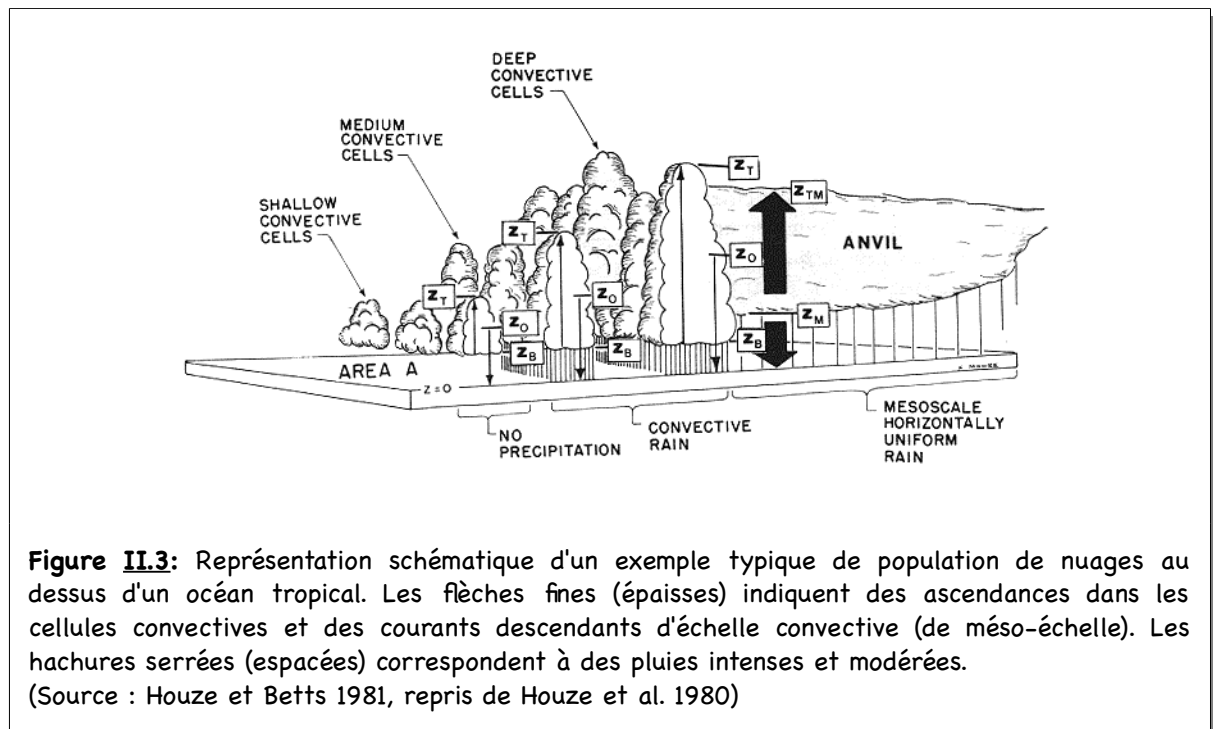


Les cellules de convection profonde s'agrègent elles fréquemment en systèmes nuageux multicellulaires de méso-échelle, ou mesoscale convective systems (MCS) (cf Fig. II.3), parfois structurés en lignes, notamment les lignes de grains au sein desquelles les cellules convectives sont plus ou moins alignées (Zipser 1977, Chong et al. 1987). Ces systèmes s'étendent sur des dizaines voire des centaines de km et leur durée de vie atteint plusieurs heures. Cette propriété apparaît liée à

## II. CONVECTION ET MODELISATION

leur capacité à *s'auto-organiser*, une capacité qui ne nécessite pas d'invoquer des considérations de forçage d'échelle synoptique comme des fronts ou des soulèvement de grande échelle (Moncrieff et Green 1972) mais dépend des structures verticales dynamiques environnementales (e.g. cisaillement de vent) et thermodynamiques.

On peut souvent identifier dans ces systèmes des régions convectives et des zones plus étendues, dites stratiformes. Cette caractéristique concerne les MCS rencontrés aux latitudes tempérées comme dans les Tropiques (cf Houze 1997). En revanche, les précipitations stratiformes semblent relativement moins importantes sur continent (Houze 2004). On rencontre des systèmes convectifs d'ampleur encore plus imposante appelés mesoscale convective complex (MCC, Maddox 1980, Laing et Fritsch 2000).

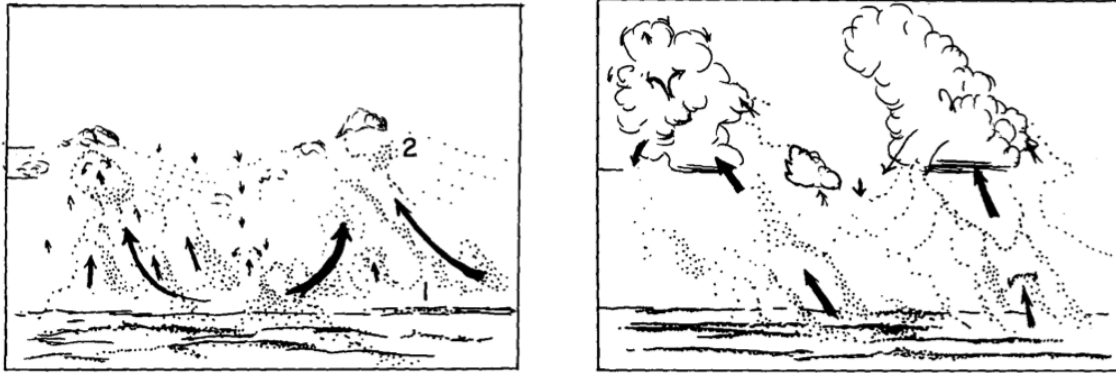


### (ii) *L'héritage des grandes campagnes de mesures*

Les campagnes de grande envergure telles BOMEX en 1969 (Holland 1970), GATE en 1974 (Houze et Betts 1981) et TOGA-COARE en 1992 (Webster et Lucas 1992) ont beaucoup contribué à améliorer notre connaissance et notre compréhension des phénomènes convectifs dans les Tropiques au dessus des zones océaniques. Il me semble qu'au cours des décennies récentes, les résultats de ces expériences *océaniques* ont profondément influencé la perception générale des phénomènes convectifs tropicaux et l'élaboration de paramétrisations, peut-être un peu trop exclusivement même parfois, au risque de forger des schémas de pensée qui ne s'appliquent pas nécessairement à l'ensemble des Tropiques, en particulier sur les régions continentales. D'autres campagnes, nombreuses mais de moindre ampleur que GATE et TOGA-COARE, telles COPT81 (Sommeria et Testud 1984) ou CaPE en 1991 (Wakimoto et Atkins 1994), ou encore HAPEX-Sahel (Goutorbe et al. 1997) et RICO en 2004 (Raubert et al. 2007), ont également apporté des informations précieuses.

Concernant les basses couches atmosphériques, les observations ont mis en évidence des interactions *directes* entre couche limite convective et cumulus de beau temps (e.g. Lemone et Pennell 1976, voir Fig. II.4 et sa légende), interactions qui étaient jusque là disputées, au moins au dessus des océans (Bunker et al. 1949). Le concept de *racines* des nuages (roots) dans la couche limite est aussi

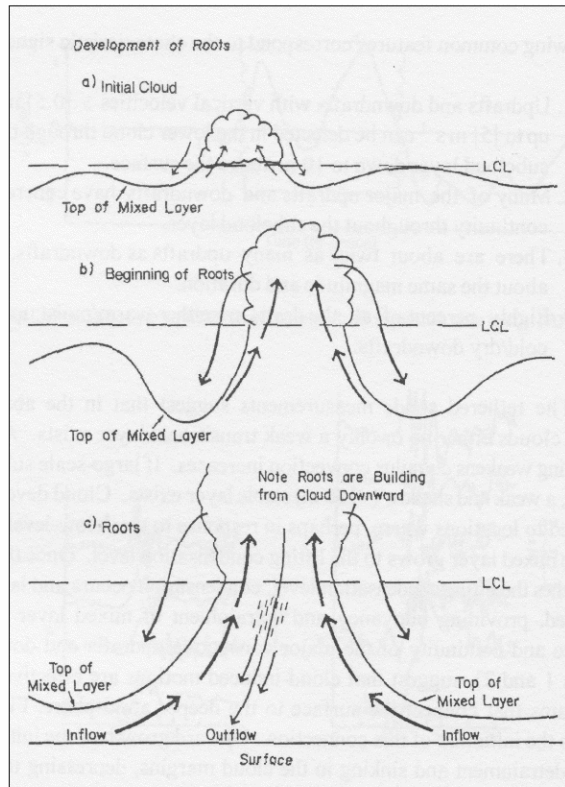
présenté de manière très imagée par Garstang et Fitzjarrald (1999) (Fig. II.5). Vingt and plus tard, Weckwerth et al. (1996) montre comment les structures de couches limites convectives, en l'occurrence des rouleaux, jouent un rôle déterminant dans la formation et les caractéristiques des nuages en sommet de couche limite, du fait de leur structure dynamique, mais aussi grâce à leur contenu en vapeur d'eau élevé.



**Figure II.4:** Représentation schématique de couches limites convectives nuageuses observées durant l'expérience GATE. Les flèches sont indicatives des circulations et les pointillés des structures en air clair. A gauche, les structures dominantes dans la couche mélangée sont des rouleaux perpendiculaires au plan de l'image. Les ascendances très cohérentes qui s'établissent depuis la surface conduisent à la formation de petit nuages à leur sommet. A droite, la couche mélangée est moins structurée et les vitesses verticales à la base des nuages sont plus importantes en relation avec un plus grand développement vertical des nuages. (Source: Lemone et Pennell 1976)

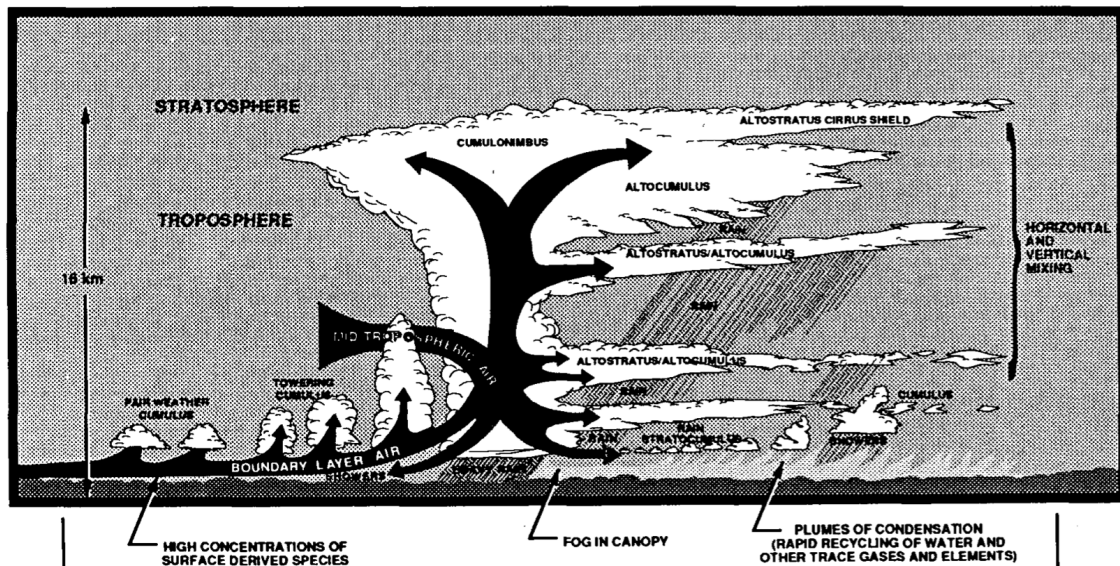
*La situation à gauche (droite) correspond à des nuages 'passifs' (actif) (Stull 1985). Le développement de nuages plus épais à droite est associé à des conditions thermodynamiques plus instables; le passage d'une couche limite convective claire à nuageuse modifie profondément la nature des échanges entre couche limite et troposphère. Les résultats de Lemone et Pennell venaient contredire les conclusions de Bunker et al. (1949) - voir aussi Ludlam et Scorer (1953).*

GATE, puis COPT81, ont permis de mieux cerner le fonctionnement interne des MCSs. Des circulations verticales radicalement différentes ont été identifiées dans les régions convectives et stratiformes des MCS (Houze 1997), en particulier pour les lignes de grains; des transferts d'eau depuis la partie convective vers la partie stratiforme ont été estimés (e.g. Gamache et Houze 1983, Chong et Hauser 1989, 1990). Des rétroactions entre ces deux régions ont également été mises en évidence. La microphysique en phase glace s'avère très importante pour expliquer l'existence et les propriétés de la partie stratiforme (Caniaux et al. 1994, voir aussi Redelsperger et al. 2000a). Des fonctionnements qualitativement proches émergent d'observations collectées dans d'autres régions tropicales (Fig. II.6). Néanmoins, la convection tropicale dite *organisée* ne se limite pas à des lignes de grains de type cas d'école. Lemone et al. (1998) montre que les MCS observés pendant l'expérience TOGA-COARE présentent une grande variété de structures, plus importante que celle échantillonnée par l'expérience GATE. Le champ de vent renseigne sur les structures *spatiales* (Fig. II.7) tandis que les champs thermodynamiques apparaissent plus comme des indicateurs de *longévité*, qui semblent aussi plus délicats à définir ou formaliser.



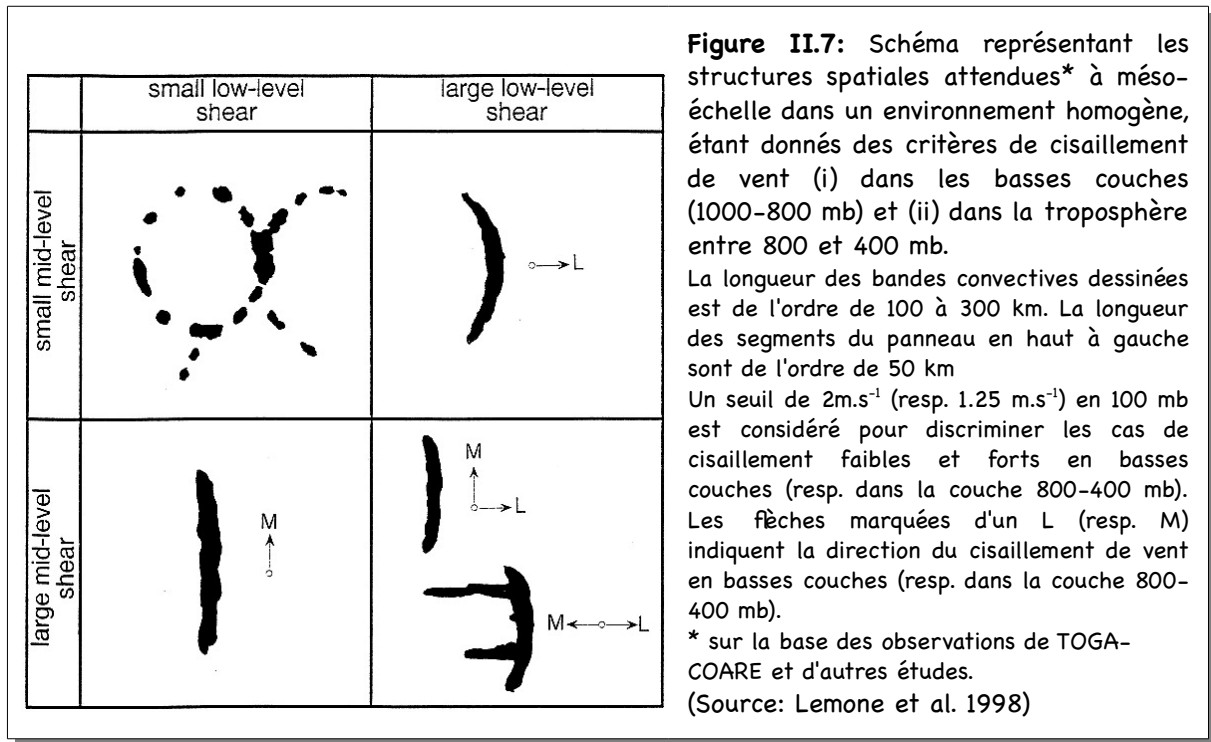
**Figure II.5:** Représentation schématique du développement d'un cumulus en sommet de couche limite et des rétroactions de ce phénomène sur la couche limite. (Source: Garstang et Fitzjarrald 1999).

- La croissance du nuage s'accompagne de détrainement et de l'initiation de courants descendants sur ses bords. Ces processus déforment l'interface entre la couche limite et la troposphère d'autant plus fortement que le nuage se développe verticalement.
- A ce stade, le développement croissance de 'racines' serait pilotée d'en haut par une convection nuageuse active au sein de laquelle de forts dégagements de chaleur latente ont lieu et non plus par la dynamique de couche limite.
- Enfin, lorsque des précipitations atteignent la couche limite et que des courants froids commencent à s'y étaler, alors des courants ascendants sont initiés par un mécanisme distinct de l'ascendance dans des thermiques de couche limite, un mécanisme qui pourrait être plus efficace s'il parvient à générer des courants ascendants puissants moins sujets à l'entraînement (Ludlam 1966, Khairoutdinov et Randall 2006).



**Figure II.6:** Schéma illustrant pour un système orageux amazonien (en zone tropicale humide) des transports convectifs et méso-échelle depuis la couche limite vers la troposphère et la pénétration des courants descendants convectifs depuis la moyenne troposphère dans la couche limite. (Source : Garstang et Fitzjarrald 1999).

Pour le cas présenté (Scala et al. 1990), seulement 15% de l'air en surface atteignait la haute troposphère du fait d'un détrainement important à différentes altitudes. Ce fonctionnement de la convection profonde s'éloigne de celui d'une 'hot tower' telle que présentée par Riehl et Malkus 1958, son efficacité précipitante est également probablement nettement moindre.



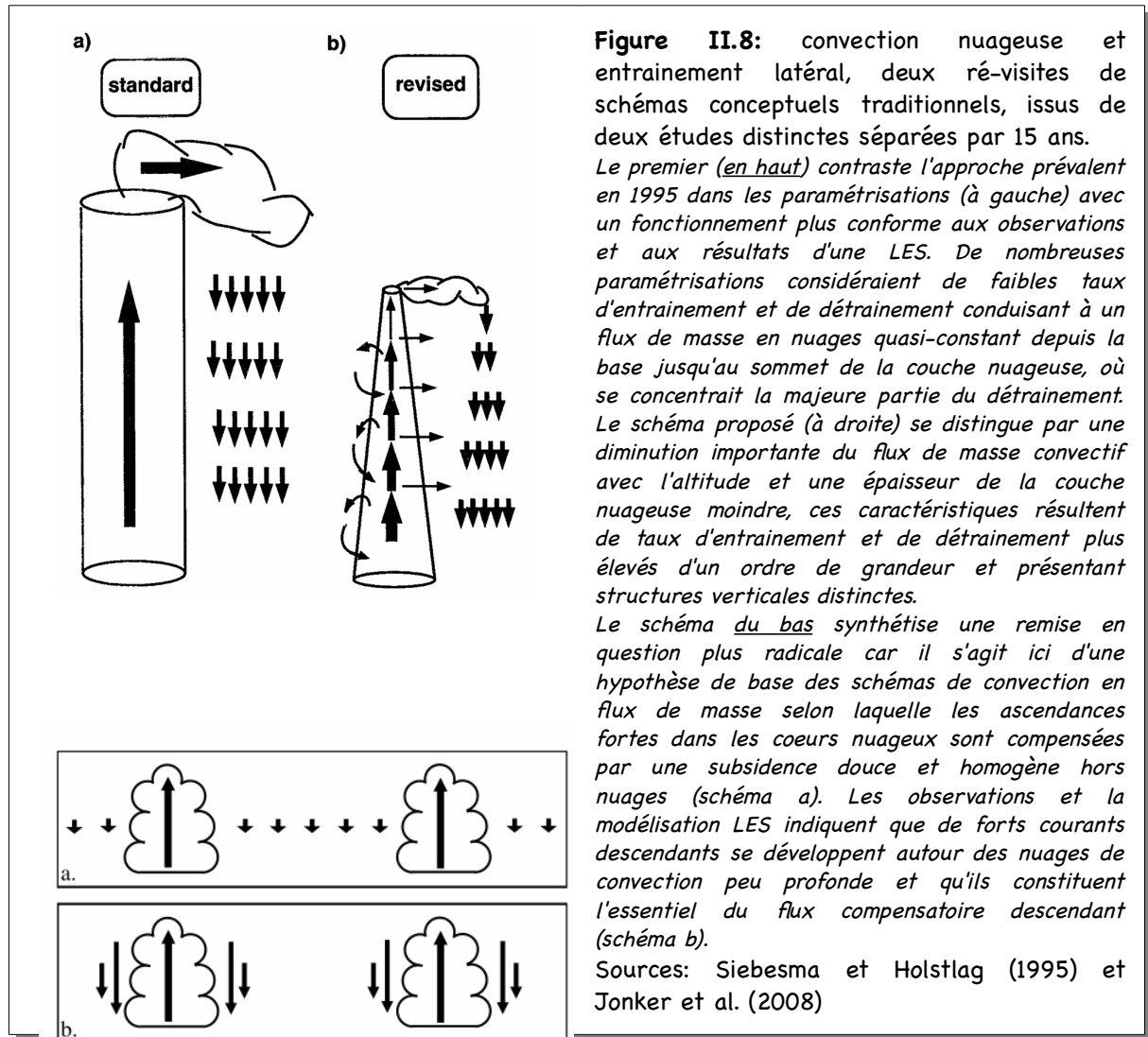
### (iii) Questions et enjeux

Les travaux des décennies passées ont permis de grands progrès dans la connaissance et la compréhension des phénomènes convectifs. Cependant, on ne sait toujours pas répondre à bon nombre de questions de base car notre compréhension est encore parcellaire.

Par exemple, on observe que les nuages convectifs de beau temps ne dépassent pas une certaine taille (e.g. Neggers et al. 2003) mais les explications mises en avant pour rendre compte de ces propriétés sont encore très spéculatives. L'impact de l'humidité de la couche limite sur les caractéristiques des nuages convectifs est mal cerné. On ne sait pas comment et dans quel mesure il influence la taille des nuages qui se développent depuis le sommet de la couche limite (Jonker 2006), ou bien si une humidité plus forte en basses couches conduit plutôt à une population de nuages plus importante. L'identification des facteurs contrôlant les types d'organisations rencontrées, e.g. en cellules ouvertes versus fermées et leurs échelles, n'est pas encore définitive, même si la nature des processus mis en jeu semble jouer un rôle important (e.g. La bruine qui se développe dans les champs de stratocumulus, Stevens et al. 2005).

Des progrès ont été réalisés au niveau de la compréhension de la dynamique des nuages de couche limite (e.g. Siebesma et Cuijpers 1995, Stevens et al. 2001), et ils ont très probablement joué un rôle dans l'émergence de nouvelles paramétrisations (e.g. Grant 2000, Neggers et al. 2002, Bretherton et al. 2004, Rio et Hourdin 2008, Pergaud et al. 2009).





Cependant, les relations entre cette dynamique convective, la microphysique et la couverture nuageuse appelle des études plus poussées. En effet, la connaissance de la dynamique convective nuageuse ne renseigne pas directement sur les propriétés radiatives du système, e. g. les lambeaux de nuages peu actifs d'un point de vue du transport convectif sont cependant importants en termes de transfert radiatif, et les mécanismes contrôlant leur maintien et leur dissipation sont plus subtils.

Les considérations de la dynamique diurne de la couche limite continentale et des aspects transitoires que cette situation engendre ont été peu abordées. La sensibilité des couplages entre les processus de surface, convectifs (au sens large) et nuageux à ce timing diurne est également mal cernée. Les couplages à fine échelle entre surface et couche limite sont mal connus.

Finalement, il est utile de souligner que des concepts de base tels que l'entrainement, qui me semblait pourtant plus solidement établi dans le cas de la convection peu profonde, sont remis en question (Jonker et al. 2008). Siebesma et Cuijpers (1995) avaient remis en cause les valeurs (trop faibles) employées dans les paramétrisations mais pas le concept proprement dit. Il est intéressant de constater que le schéma des circulations verticales associées à des nuages de couche limite tels que présenté sur la Fig. II.8 était déjà souligné par Jonas (1990). On retrouve cette idée dans des études plus anciennes également (Ludlam et Scorer 1953). Cet exemple illustre comment la percolation des idées et leur mise en oeuvre est un processus parfois lent à l'échelle humaine. L'augmentation des moyens de calculs est enthousiasmante mais son intérêt repose aussi sur une maturation suffisante des idées et des concepts.

La situation pour la convection dite profonde me semble encore plus complexe; elle met en jeu des interactions et rétroactions entre processus plus nombreuses et repose sur un socle théorique fragile et moins avancé. En relation avec l'étude de LeMone et al. (1998), la planification de vols avions visant à documenter des MCS au cours de l'expérience TOGA-COARE s'est avérée d'autant plus délicate qu'il était difficile de savoir à l'avance comment un MCS donné allait évoluer (dans quelle direction allait-il se propager? Allait-il se maintenir suffisamment longtemps?...). Cet exemple est évocateur de la difficulté à approcher cet objet d'étude.

Le caractère fortement intermittent de la convection profonde conduit à des questions sur les facteurs d'initiation (et d'inhibition) de cette convection, sur la nature des mécanismes de transition. En pratique, ces éléments sont encore assez mal cernés. Les processus mis en jeu dans la convection profonde opèrent à des gammes d'échelles spatio-temporelles encore plus vastes que la convection dite peu profonde et la connaissance des mécanismes de couplages entre ces processus est fragmentaire.

La diversité des mécanismes de couplage identifiés entre champ de vapeur d'eau et convection nuageuse souligne les limitations de conclusions trop hâtives. Par exemple, alors qu'une troposphère sèche peut efficacement inhiber le développement de convection profonde, cette même sécheresse favorise le développement de courants de densité convectifs puissants, qui sont essentiels à la propagation et au maintien des lignes de grains, telles celles rencontrées au Sahel. De même, la réponse induite sur la convection par une augmentation de la teneur en CO<sub>2</sub> de l'atmosphère reste un sujet de débat. On retiendra que les rétroactions faisant intervenir l'eau sont importantes, qu'elle soit sous forme de vapeur (1<sup>er</sup> gaz à effet de serre), condensée ou solide (i.e. sous forme de nuages).

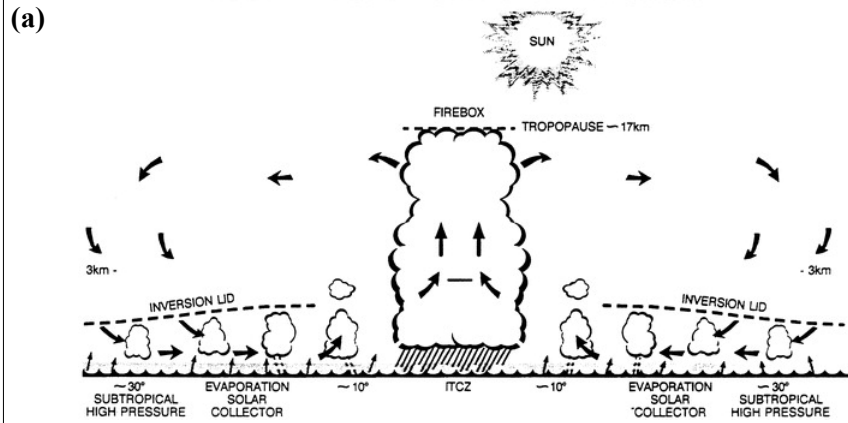
Dans les Tropiques, la convection profonde joue un rôle majeur, mais les relations précises entre convection profonde et circulations de grande échelle ne sont pas clairement établies<sup>2</sup>. L'hypothèse de l'existence de tours convectifs non dilués (hot towers) mis en avant par Rhiel et Malkus (1958) sur la base des structures verticales de l'énergie statique humide<sup>3</sup> n'est pas confirmée par les observations (Johnson 1999, Zipser 2003). Les cellules convectives apparaissent façonnées par de forts taux d'entraînement et de déentraînement entre la base des nuages et la tropopause. L'existence de parcelles d'air (diluées) atteignant effectivement la tropopause semble faire intervenir de manière déterminante les processus microphysiques en phase glace (Fierro et al. 2009, Romps et Kuang 2010). Ce nouveau schéma permet de rendre compte de transferts convectifs de masse entre la surface et la tropopause, mais via des mécanismes distincts; ceci amène aussi de nouvelles questions sur l'origine des structures thermodynamiques observées puisqu'elles ne s'expliquent plus par le transport supposé dans des tours non diluées. Comme indiqué par les références mentionnées, ces questions sont toujours d'actualité. A grande échelle, il n'est donc pas surprenant de constater que même si les grands traits de la circulation tropicale semblent établis, sa structure est encore l'objet de représentations distinctes. L'intérêt actuel pour les simulations académiques de type aqua-planète et les sensibilités étudiées avec cet outil (e.g. circulation avec et sans schéma de convection, Frierson et al. 2006) sont aussi révélatrices de l'état actuel de nos connaissances.

A une échelle plus régionale, les observations montrent également une plus forte intensité de la convection précipitante sur les continents que sur les océans. Cependant, les facteurs régissant cette intensité sont complexes, et leur modélisation délicate. Leur possibles modifications dans le cadre des évolutions climatiques auraient cependant des conséquences sociétales majeures. Doit-on s'attendre à une intensification des pluies dans un climat globalement plus chaud? S'accompagne-t-elle d'une diminution globale des cumuls de pluie sur continent? Fait-elle intervenir une sensibilité climatique des modes de variabilité saisonniers et diurnes? Dans les zones de mousson, l'arrivée des pluies serait-elle plus tardive ou non? Et pourquoi? Il me semble actuellement impossible de répondre de manière définitive à ces questions mais c'est un sujet dont l'importance motive les perspectives de mes travaux de recherche dans les années à venir.

---

<sup>2</sup> Ceci renvoie au sujet complexe et au nom un peu abstrait et peu explicite *d'interactions d'échelles*; les mécanismes d'interactions font intervenir des processus de natures distinctes et opérant à différentes échelles.

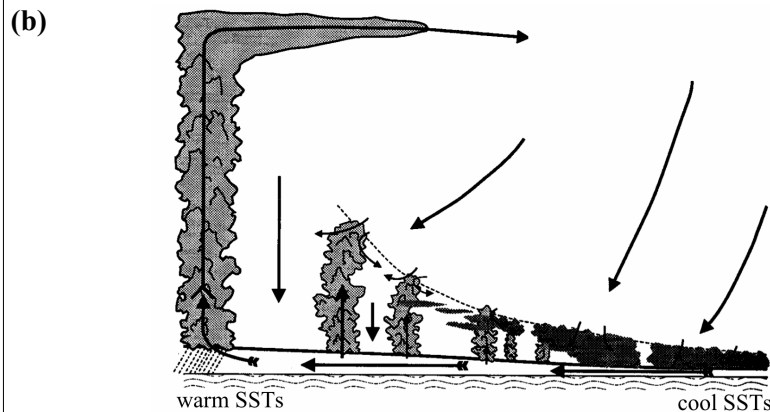
<sup>3</sup> Dans les Tropiques humides, le profil vertical d'énergie statique humide présente un minimum marqué vers le milieu de la troposphère, le schéma proposé par Riehl et Malkus (1958) pour rendre compte de cette structure est un transport d'air des basses couches vers la tropopause par des cellules de convection profonde non diluées (le mélange avec de l'air troposphérique conduisant à une diminution de leur énergie statique humide).



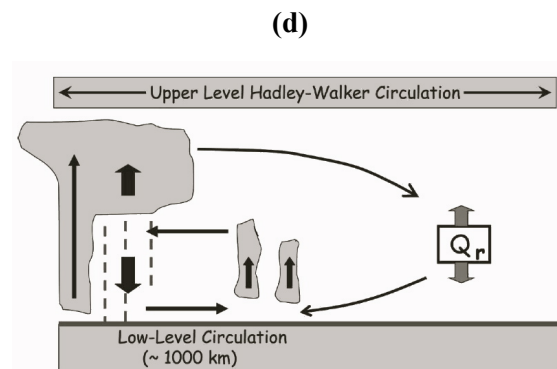
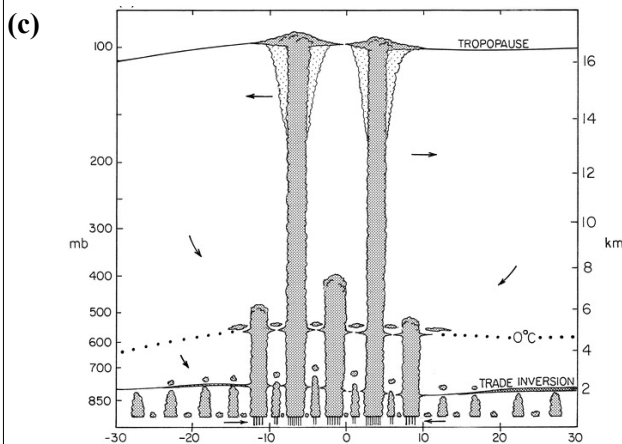
**Figure II.9:** collection de schémas conceptuels de circulations tropicales à grande échelle. Les différences entre ces schémas soulignent les éléments encore mal cernés de cette circulation.

Sources:

- (a) Simpson (1992)
- (b) Emanuel (1994)
- (c) Johnson et al. (1999)
- (d) Folkins et al. (2008)



*On notera que tous ces schémas se placent au dessus de l'océan, et font intervenir des gradients de SST.*



(a) est un schéma de la circulation de Hadley comprenant une branche ascendante où la convection est profonde et intense (firebox) et la région des alizés où la convection, peu profonde, est limitée par l'inversion présente vers 800 hPa, ce schéma fait intervenir deux régimes convectifs nuageux. (b) est un schéma relativement proche, il distingue une région de stratocumulus et de petits cumulus dans la zone des alizés. (c) propose une vision plus complexe de l'ITCZ, la cellule générique de convection profonde est remplacée par une association de trois régimes dominants matérialisés par des types de nuages distincts (1: nuages de couche limite peu profonds, 2: cumulus congestus et 3: cumulonimbus) dont les sommets coïncident avec les trois zones d'inversion dominantes rencontrées dans l'ITCZ; une nouvelle zone d'inversion apparaît, située autour de l'isotherme 0°C. (d) ajoute à la circulation de Hadley une circulation en basses couches dans l'ITCZ. Son extension horizontale est de l'ordre de 1000 km et elle couple convection profonde et peu profonde.

### 2) Les évolutions de la modélisation numérique

#### (i) Des transformations associées à l'accroissement des moyens de calcul

Le paysage de la modélisation numérique de l'atmosphère s'est radicalement métamorphosé depuis mon arrivée au CNRM en 1992, en grande partie sous l'impulsion de moyens de calculs en pleine explosion. En quelques éléments:

- ✓ Depuis décembre 2008, le modèle de prévision météorologique régional utilisé à Météo-France, AROME, utilise une maille horizontale de 2.5 km, proche de celle que j'utilisais pour réaliser des simulations de nature plus académique avec le modèle ComeNH jusqu'en 1998; ce dernier a lui même laissé la place au modèle MesoNH qui intègre beaucoup plus de fonctionnalités;
- ✓ Aux Etats-Unis, le modèle WRF (Weather Research & Forecasting Model) remplace progressivement son prédécesseur, MM5 ( PSU/NCAR mesoscale model version 5), avec lequel j'ai travaillé en 1999 - l'utilisation de ce nouveau modèle, plus moderne et sophistiqué, s'est développé de manière spectaculaire en dix ans;
- ✓ Depuis janvier 2010, la maille horizontale du modèle global de l'ECMWF atteint 16 km, soit une résolution plus fine que celle des nombreux modèles méso-échelle;
- ✓ Aux Etats-Unis en 2006, le *Center for Multi-Scale Modeling of Atmospheric Processes* (CMMAP) voit le jour sous l'impulsion motrice de David Randall (ce centre développe un modèle de climat global dont chaque colonne contient un CRM permettant un traitement explicite des interactions entre processus physiques);
- ✓ Au Japon, au cours de la dernière décennie, le premier modèle non-hydrostatique global, nommé NICAM, a été développé et il est maintenant utilisé pour étudier des phénomènes tels que la MJO sur la base de simulations dont la résolution horizontale est de 3.5 km (Miura et al. 2007).

Les distinctions souvent apposées entre types de modèle deviennent ainsi caduques lorsqu'elles sont basées sur des notions de résolution spatiale.

Les modèles non-hydrostatiques de méso-échelle de type MM5, MesoNH (type cas réel) ou WRF sont en fait de plus en plus nombreux. Leur utilisation couvre un spectre large, depuis la prévision du temps jusqu'aux projections climatiques régionales. Rien qu'en Europe, on en compte environ une dizaine, e.g. AROME, BOLAM, COSMO ou Lokal Model, HIRLAM, MAR, MesoNH, PROMES, et encore le UKV [Unified model].

Mon parcours dans le domaine de la modélisation atmosphérique s'inscrit dans ce contexte en mouvement. Il est riche du nombre de modèles fréquentés, ce qui présente certains avantages mais qui a également nécessité la mise en oeuvre d'une énergie renouvelable - sentiment de se trouver parfois confrontée, toutes proportions gardées, à une histoire de rocher de Sisyphe... Néanmoins cette évolution rapide de la modélisation numérique ne date pas des années 1990. Les décennies précédentes se caractérisent aussi par des bons considérables, et tout laisse à penser que l'avenir sera peuplé de modèles numériques dotés de résolutions spatio-temporelles de plus en plus fines intégrant de plus en plus de processus (e.g. Slingo et al. 2009). Ces évolutions concernent la modélisation à grande échelle tout autant que la modélisation à méso-échelle et leurs points de rencontre. Je pense notamment ici pour la grande échelle au nouveau modèle EC-Earth (Hazeleger et al. 2010), fruit d'une coopération scientifique large et au long cours à l'échelle européenne; le fait que des simulations climatiques soit actuellement réalisées avec ce modèle dans le cadre de l'AR5 de l'IPCC<sup>4</sup> matérialise une sorte de *fusion* entre outils de prévision du temps et du climat. A méso-échelle, des projets tels CASCADE<sup>5</sup> au Royaume Uni qui vise à étudier les interactions entre convection et circulations de plus grande échelle s'appuient sur une simulation de type CRM (soit une résolution horizontale de quelques kilomètres) de circulations atmosphériques se développant sur des domaines d'échelle régionale de quelques dizaines de degrés de côté (voir aussi Bechtold 2009). Les simulations de type LES ne sont pas en reste avec par exemple des simulations de couches limites convectives réalisées

<sup>4</sup> Intergovernmental panel on climate change 5<sup>th</sup> assessment report, qui intègre une participation à CMIP5 (coupled model intercomparison project phase 5).

<sup>5</sup> Scale interactions in the tropical atmosphere

avec une résolution de quelques mètres pour des domaines de 5 km de côté (e.g. Sullivan et Patton 2008). Le point de rencontre mentionné ci-dessus entre modélisation grande échelle et méso-échelle concerne de nouveaux modèles de circulation générale intégrant une représentation explicite des systèmes convectifs via différentes approches (Grabowski 2001, Randall et al. BAMS, Miura et al. 2007a et b).

### (ii) Questions de manipulation de la complexité

Le fait de disposer d'outils de plus en plus sophistiqués est enthousiasmant mais pose cependant des problèmes de *manipulation* et de *maîtrise* de cette complexité. Il peut devenir très difficile de s'assurer d'une certaine *harmonie* des complexités respectives des paramétrisations intégrées dans un modèle, harmonie dont on peut penser qu'elle est d'autant plus importante que les paramétrisations en question sont amenées à interagir fortement entre elles.

En prenant un exemple extrême, il serait probablement vain, voire contre productif, d'utiliser un schéma de transfert radiatif tri-dimensionnel sophistiqué dans un modèle représentant très mal les nuages pour des raisons n'impliquant pas *directement* le transfert radiatif (par exemple si les causes sont à chercher dans le schéma de convection). Il est probable que les rétroactions simulées dans une telle configuration renseignent sur le fonctionnement du modèle, mais il y a de grandes chances qu'elles ne correspondent pas à celles *réellement* mises en jeu dans les interactions entre processus radiatifs et nuageux.

Un constat du même type concerne probablement les rétroactions entre les pluies convectives et l'albedo de surface lorsque les pluies sont mal simulées. Si dans un modèle le mode de variabilité diurne de la convection profonde domine de manière trop importante vis à vis d'autres modes de variabilité, alors les rétroactions entre surface et atmosphère mettant en jeu ce processus (l'assombrissement des surfaces lorsqu'elles sont mouillées) seront réalisées à des échelles de temps trop courtes; elles peuvent même éventuellement être gommées si la surface n'a pas le temps de s'assécher d'un jour à l'autre. Ainsi, un processus jouant peut-être un rôle à des échelles synoptiques ne peut pas s'exprimer, non pas forcément parce qu'il est mal modélisé, mais du fait de limitations dans la représentation de ses interactions avec d'autres processus. Un autre scénario rencontré avec certains modèles est le développement à grande échelle de rétroactions positives irréalistes associées à une modification du bilan énergétique à la surface.

Pour ce qui concerne la modélisation méso-échelle aux échelles kilométriques, un gain en résolution n'est pas une fin en soit. Il présente surtout l'avantage de conduire à plus de robustesse alliée à une plus grande simplicité conceptuelle car il permet de s'affranchir de certaines paramétrisations - un intérêt majeur du CRM est qu'il permet de simuler *explicitement* un système convectif et ses interactions avec les autres processus physiques typiquement à des échelles de l'ordre de la centaine de kilomètres et de la journée. Le fait de disposer dans l'avenir d'une résolution de l'ordre de la centaine de mètres (i.e. de type LES de couche limite convective) offre de nouvelles perspectives vraiment intéressantes, notamment pour étudier plus précisément les mécanismes mis en jeu dans les interactions entre surface, couche limite et convection. Le CRM-LES est vu ici plutôt comme un outil prolongeant et complétant des observations. Il offre la possibilité de réaliser des analyses de processus et de mécanismes plus poussées que celles envisageables avec les observations seules. Il peut aussi aider, voire inspirer, les développements de paramétrisations.

La simulation de type CRM passe également en amont par des phases essentielles de développement et de validation qui ont constitué une part importante des travaux réalisés autour de ces modèles au cours des décennies passées. C'est une activité qui m'a beaucoup mobilisée par le passé et correspond à la plus grande part du travail que j'ai réalisé depuis 1992 jusqu'au début des années 2000.

Dans la section suivante, je fournis quelques éléments sur le développement de ces modèles, sur leurs capacités, leurs limites et évolutions. Je discute ensuite les enseignements qui ont été apportés par les inter-comparaisons de ces modèles. Finalement je montre quelques résultats que nous avons obtenus via la modélisation CRM sur le fonctionnement de la convection en zone océanique tropicale (section II.6) puis comment ces simulations ont été utilisées comme appui à la paramétrisation.

### 3) les modèles explicites ou *cloud resolving models* (CRMs): passé et futur

#### (i) *Les premières simulations d'orages*

Le terme *cloud resolving model*, et son acronyme *CRM*, apparaissent dans les années 90. Cependant, le développement de ces modèles avait démarré depuis les années 1970 voire même avant. A la fin des années 60, les rares tentatives de modélisation explicite de nuage(s) semblent avoir été peu convaincantes (voir par exemple le commentaire de Simpson et Wiggert (1969)<sup>6</sup> sur cette approche). Des modèles unidimensionnels moins coûteux étaient alors développés pour rendre compte des observations en nuages convectifs.

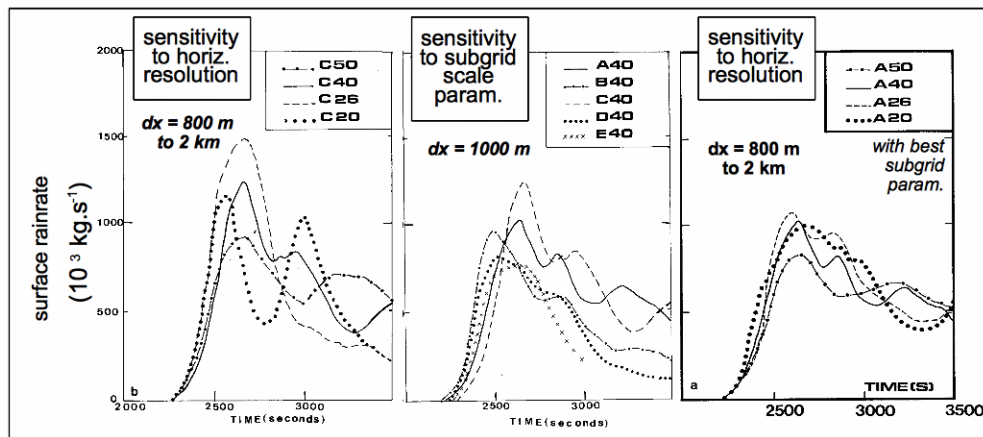
Les premiers travaux s'attaquèrent à la simulation numérique d'une cellule de convection profonde (e.g. Miller et Pearce 1974) se développant dans un domaine spatial de l'ordre de quelques dizaine de kilomètres sur l'horizontale découpé en mailles de l'ordre du kilomètre et s'étendant jusqu'à la tropopause. Ces modèles se distinguaient principalement (i) par leur dynamique non-hydrostatique, conduisant à une nouvelle équation pronostique pour la vitesse verticale, et (ii) par leur prise en compte explicite de l'évolution des contenus en eau nuageuse (en suspension) et précipitante et de leurs couplages avec la dynamique convective. Ces modèles se montrèrent également capables de simuler la propagation d'orages (e.g. Wilhelmson et Klemp 1981, Klemp et Rotunno 1988).

De telles simulations étaient typiquement initialisées avec un sondage et évaluées avec des données radar. Elles ont montré l'importance du champ de vent dans la structuration spatiale de la convection et sa durée. L'ajout de bulles froides ou chaudes au démarrage permettaient de limiter le temps de spin-up de ces simulations dont la durée ne dépassaient pas quelques heures. Le côté un peu artificiel de ce 'plaquage' de bulles peut surprendre (en tout cas il me surprit). Cependant, outre sa motivation pratique, il souligne que souvent les conditions environnementales moyennes ne suffisent pas pour rendre compte de l'observation aux échelles de temps courtes, et il évite à la simulation de dériver vers un état éloigné de cet état moyen. En revanche, puisque ce choix *impose* un mécanisme d'initiation de la convection, il ne permet plus de l'étudier. On ne peut pas dire que cette initiation est ensuite *oubliée*, c'est plutôt son détail (e.g., taille, nombre, intensité des bulles) dont on vérifie qu'il ne joue pas un grand rôle.

Les modèles de nuages développés se différenciaient par leurs schémas numériques (variables pronostiques, grille...), leurs formulations de conditions aux limites, et aussi déjà par leurs paramétrisations des processus microphysiques et turbulents assez variables suivant les simulations. La figure II.11 montre des résultats d'une étude de sensibilité à la paramétrisation des processus turbulents sous maille. Cette paramétrisation était relativement élaborée en comparaison de celles employées par de nombreux CRMs à cette même époque.

---

<sup>6</sup> Simpson et Wiggert 1969: *A contrasting approach is exemplified by the brave attempts at much more sophisticated models (e.g., Ogura, 1963; Murray and Hollinden, 1966; Arnason, Greenfield, and Newburg, 1968) which integrate the full hydrodynamic equations of motion on a B space grid in a series of time steps. So far, none of these have achieved sufficiently realistic relationships between vertical growth, buoyancy, size, velocity, and temperature for useful prediction in modification experiments. Among the major problems are the intractability of formulating turbulent entrainment, the limitations imposed by working within confined boundaries, errors and fictitious results introduced by finite differencing schemes, and the restriction to two-dimensional or axisymmetric coordinates. All these difficulties have been bypassed in the EMB series by observationally guided parameterizations so that the model gives realistic and useful results despite their obvious crudities. We hope that the full hydrodynamic models can build upon the more successful of our parameterizations as the recent work by Arnason et al. (1968) has built upon those of Kessler.* On notera cependant que J. Simpson pris une part active dans le développement de ces modèles numériques au cours des décennies suivantes. Son commentaire est aussi à comprendre dans le contexte de l'époque, et sa propre recherche sur l'ensemencement des nuages.



**Figure II.10:** Série temporelle de la pluie en surface générée par un congestus simulé explicitement (par CRM) pour des simulations de résolutions horizontale variant de 800m à 2km (gauche), des simulations différant par leurs paramétrisations des processus turbulents sous maille (milieu) et enfin des simulations de résolution horizontale variant de 800 m à 2km i.e. identiques à celles présentées sur le panneau de gauche, mais intégrant la paramétrisation la plus complète des processus turbulents sous maille (droite). (Source: Redelsperger et Sommeria 1986)

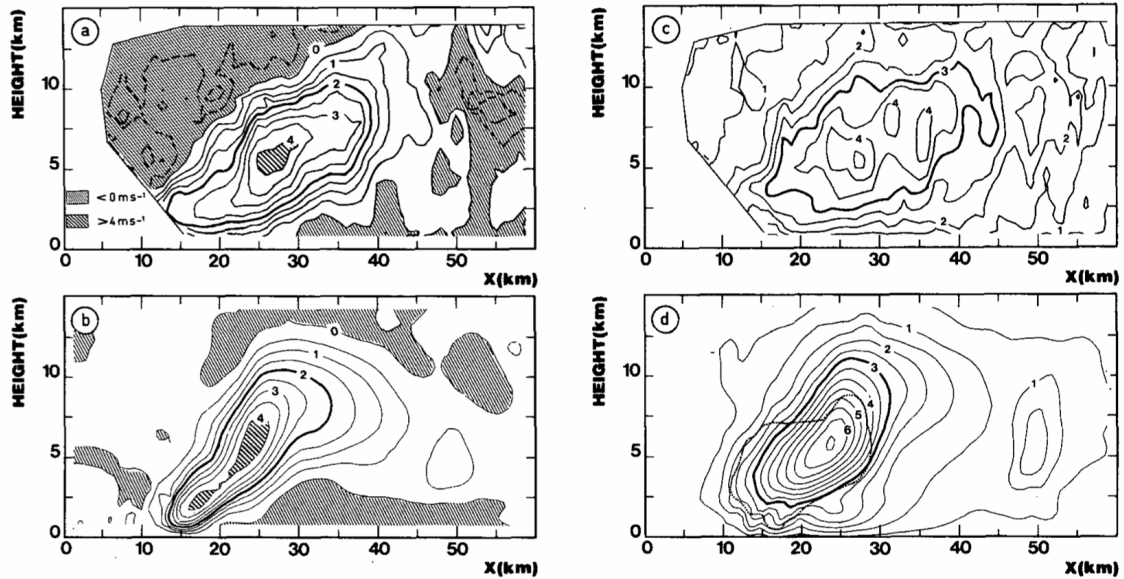
*Cette étude souligne l'importance des processus turbulents dans les CRMs et comment leur prise en compte permet de limiter la sensibilité des résultats à la résolution: la dispersion des courbes est réduite sur le panneau de droite comparé à celui de gauche.*

### (ii) Confrontation aux observations

L'expérience GATE (1974) fournit des données permettant de cadrer de nombreuses simulations de convection tropicale (Soong et Tao 1980, voir aussi tableau II.1). Les données de l'expérience COPT81, documenta grâce au radar Doppler et pour la première fois les champs tridimensionnels de vent au sein de systèmes convectifs, soit des éléments essentiels à la validation des CRMs (Lafore et al. 1988, voir Fig. II.11). Cependant, le grand intérêt porté aux lignes de grains poussèrent les modèles numériques de nuages dans leur derniers retranchements. Ces systèmes convectifs étaient vraiment trop grands pour être simulés dans leur intégralité. Le premier objectif des simulations réalisées était d'analyser le fonctionnement d'une ligne de grains en régime stationnaire. Des simulations de la partie convective (par opposition à stratiforme) furent réalisées (e.g. Redelsperger et al. 1988). Au delà de l'intérêt de ces simulations, les résultats obtenus montraient comment les conditions aux limites jouaient un rôle majeur sur le maintien de la ligne de grains. Des simulations bidimensionnelles furent également réalisées, afin de simuler *toute* une ligne de grains (Lafore et Moncrieff 1989). Finalement, le réalisme des simulations demandait aussi l'introduction des processus microphysiques en phase glace particulièrement importants pour les parties stratiformes des lignes de grains (Caniaux et al. 1994).

L'hypothèse bidimensionnelle présente des limites qui sont encore plus fortes lorsqu'il s'agit d'étudier la circulation interne de système convectifs ne présentant pas une morphologie en ligne bien dessinée. Néanmoins, l'utilisation de simulations bidimensionnelles est encore très largement répandue, pour des raisons pratiques de temps calcul, mais aussi parce que les études réalisées sur cette question suggèrent une sensibilité limitée du fonctionnement *thermodynamique moyen* à cette hypothèse (Lipps et Hemler 1986, Grabowski et al. 1998, Tomkpins 2000), malgré des différences structurelles évidentes et importantes (canalisation artificielle des flux induite par une géométrie 2D, accumulation préférentielle d'énergie à de plus grandes échelles en 2D). C'est également ce que j'ai constaté dans la pratique.





**Figure II.11:** Comparaison des champs de vitesses verticales d'une ligne de grains observée durant l'expérience COPT81, déduits de données radar Doppler (en haut) et simulés (en bas). La figure présente les champs moyennés selon la perpendiculaire à la ligne sur environ 50 km et pendant approximativement 30 min (à gauche) et leur écart type spatio-temporel suivant cette même perpendiculaire, sur la base d'un échantillonnage temporel de l'ordre de 20s pour le modèle et 5 min pour le radar et d'une maille de l'ordre de 1 km suivant l'horizontale et 500 m suivant la verticale. (Source: Lafore et al. 1988)

*La ligne de grains est considérée ici au moment de son cycle de vie où elle apparaît pleinement développée et quasi-stationnaire. La méthodologie employée permet d'évaluer des paramètres convectifs importants en éliminant une bonne part des complications d'interprétation induites par le caractère hautement transitoire des structures convectives.*

L'expérience GATE indiquait aussi, quantitativement, que la convection n'évolue pas dans un contexte de grande échelle figé, et que les processus de convection étaient fortement couplés aux circulations de grande échelle. Les données collectées contribuèrent aussi à renforcer le concept de quasi-équilibre qui se manifeste dans les observations par une balance entre les convergences à grande échelle et l'intensité de la convection telle que mesurée par les précipitations notamment. Ainsi, il devenait important d'étudier la convection dans un contexte de grande échelle variable (Tao et Soong 1986) et de considérer non plus un orage convectif à un moment donné de son évolution mais tout un ensemble de nuages passant individuellement par des phases de croissance et de dissipation. Un second objectif était d'étudier les bilans thermodynamiques associés à ces situations convectives avec en arrière plan l'idée de leur intérêt pour les questions de paramétrisation de la convection.

### (iii) Les développements des années 90

Je commence une thèse en 1992, à cette étape de la réflexion sur l'utilisation des simulations numériques de nuages et de leurs développements envisagés dans le cadre de l'étude de la convection tropicale. L'objectif de réaliser des simulations longues (quelques jours voire des dizaines de jours pour des études d'équilibre convection-rayonnement, Sui et al. 1994, Tompkins et Craig 1998) conduit à introduire les processus radiatifs qui étaient tout simplement omis par ces modèles en 1992. Ce constat peut sembler surprenant. Il s'explique par la courte durée des simulations CRM réalisées jusque là, et probablement aussi je pense par un focus quasi-exclusif sur la convection tropicale océanique.



En terme de modélisation, mon premier apport fut d'introduire une paramétrisation des processus radiatifs dans le modèle de nuages (en l'occurrence celle de l'ECMWF fournie par Jean-Jacques Morcrette). Les simulations que j'ai réalisées à cette époque étaient plus sensibles à l'apport énergétique moyen des processus radiatifs et à leur modulation diurne qu'aux interactions directes convection-nuages-rayonnement. L'activité convective était essentiellement plus forte en réponse au refroidissement radiatif, elle s'accompagnait d'une base de nuage plus basse en réponse à une augmentation de l'humidité relative dans des basses couches plus froides (Guichard et al. 1996). Cependant, ces résultats sont probablement fortement dépendant du type de situation convective et de nuages simulées (e.g. Fu et al. 1995, Xu et Randall 1996). Plus généralement, les interactions et rétroactions entre surface, rayonnement, convection et nuages appellent de nouvelles études numériques, sur océan, et encore plus sur continent. Les capacités de calcul actuelles et les nouveaux jeux de données devraient permettre d'aborder ces questions et celles des rétroactions entre convection et circulations à plus grande échelle de manière plus complète dans le futur.

Plus généralement, le tableau II.1 présente de manière non exhaustives les caractéristiques de simulations d'ensembles de nuages réalisées depuis la fin des années 80 jusqu'à aujourd'hui exclusivement en termes de taille de domaine, de résolution, de durée et de paramétrisations. Ce tableau vise à donner un aperçu synthétique d'une évolution conjointe des moyens de calculs et de l'utilisation des CRMs depuis la fin des années 80. Ce tableau indique:

- 1) un passage à des CRMs 2D pour simuler des ensembles de nuages du fait de la taille des domaines et des durées de simulations dans les années 90;
- 2) l'introduction d'une microphysique en phase glace et des processus radiatifs;
- 3) un retour au 3D avec l'augmentation des moyens de calcul dès la fin des années 90;
- 4) un accroissement de la résolution qui peut transformer un CRM en LES;
- 5) l'émergence de modèles nouveaux par leur conception (CRCP<sup>7</sup>, CRM globaux).

On constate également:

- 1) une utilisation plus active des campagnes de mesures (GATE, COARE) pour dessiner et évaluer des simulations ;
- 2) une utilisation finalement assez restreinte des CRMs en mode équilibre convection-rayonnement.

---

<sup>7</sup> CRCP: Cloud resolving convection parameterization (Grabowski et Smolakiewicz 1999)

## II. CONVECTION ET MODELISATION

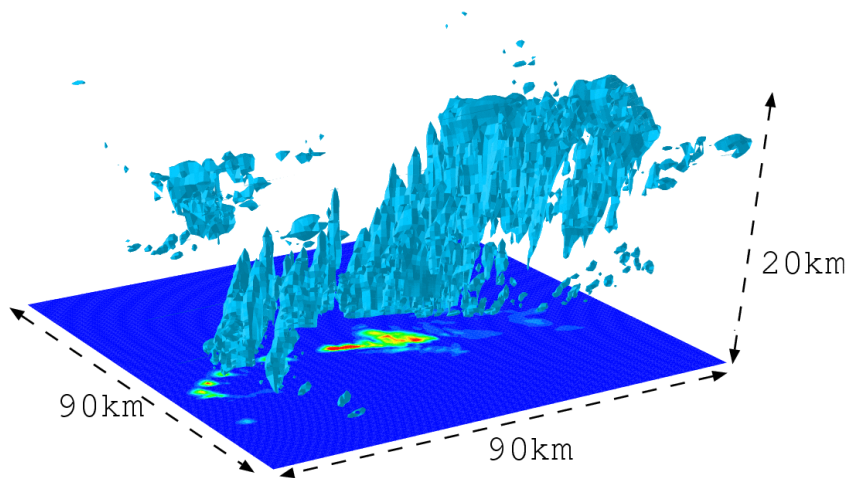
| REFERENCE                            | DIM       | Lx            | dx          | DUREE          | RAD        | ICE        | ENVIRONNEM <sup>T</sup>  |
|--------------------------------------|-----------|---------------|-------------|----------------|------------|------------|--------------------------|
| Tao et Soong 1986                    | 3D        | 30 km         | 1 km        | 6 h            | non        | non        | Tropical                 |
| Lipps and Hemler 1886                | 3D        | 20 km         | 500 m       | 4 h            | non        | non        | <i>Tropical</i>          |
| <i>Redelsperger et Sommeria 1986</i> | <i>3D</i> | <i>40 km</i>  | <i>1 km</i> | <i>1 h</i>     | <i>non</i> | <i>non</i> | <i>Tropical</i>          |
| <i>Lafore et al. 1988</i>            | <i>3D</i> | <i>70 km</i>  | <i>1 km</i> | <i>7 h</i>     | <i>non</i> | <i>non</i> | <i>COPT81</i>            |
| Gregory et Miller 1989               | 2D        | 256 km        | 1 km        | 9 h            | non        | non        | Tropical                 |
| Xu et al. 1992                       | 2D        | 512 km        | 2 km        | 5 jours        | non        | oui        | Tropical                 |
| <i>Caniaux et al. 1994</i>           | <i>2D</i> | <i>500 km</i> | <i>1 km</i> | <i>8 h</i>     | <i>non</i> | <i>oui</i> | <i>COPT81</i>            |
| Sui et al. 1994                      | 2D        | 768 km        | 1.5 km      | 52 jours       | oui        | oui        | Conv-Rad-Equil           |
| <i>Guichard et al. 1996</i>          | <i>2D</i> | <i>120 km</i> | <i>1km</i>  | <i>3 jours</i> | <i>oui</i> | <i>non</i> | <i>Tropical</i>          |
| Xu et Randall 1996                   | 2D        | 512 km        | 2 km        | 18 jours       | oui        | oui        | GATE                     |
| Grabowski et al. 1996                | 2D        | 900 km        | 1 km        | 7 jours        | oui        | oui        | GATE                     |
| <i>Guichard et al. 1997</i>          | <i>3D</i> | <i>90 km</i>  | <i>1 km</i> | <i>10 h</i>    | <i>oui</i> | <i>oui</i> | <i>'COARE'</i>           |
| Grabowski et al. 1998                | 3D        | 400 km        | 2 km        | 7 jours        | oui        | oui        | GATE                     |
| Tompkins et Craig 1998               | 3D        | 100 km        | 2 km        | 70 jours       | oui        | oui        | Conv-Rad-Equil           |
| Grabowski 2001                       | 2D        | 200 km        | 2 km        |                | non        | oui        | aquaplanète              |
| <i>Guichard et al. 2000</i>          | <i>2D</i> | <i>512 km</i> | <i>2 km</i> | <i>7 jours</i> | <i>oui</i> | <i>oui</i> | <i>COARE</i>             |
| Bryan et al. 2003                    | 3D        | 270 km        | 125 m       | 3 h            | non        | non        | ligne de grains          |
| <i>Yano et al. 2004</i>              | <i>3D</i> | <i>512 km</i> | <i>2 km</i> | <i>2 jours</i> | <i>oui</i> | <i>oui</i> | <i>COARE</i>             |
| <i>Chaboureaud et al. 2004</i>       | <i>2D</i> | <i>256 km</i> | <i>2 km</i> | <i>4 jours</i> | <i>oui</i> | <i>oui</i> | <i>ARM (continental)</i> |
| Khaitroudinov et al. 2006            | 3D        | 154 km        | 100 m       | 6h             | non        | oui        | continental LBA          |
| Miura et al. 2007                    | 3D        | global        | 3.5 km      | 7 days         | oui        | oui        | GLOBE                    |
| Iga et al. 2007                      | 3D        | global        | 7 km        | 120 jours      | oui        | oui        | GLOBE                    |
| Khaitroudinov et al. 2009            | 3D        | 205 km        | 100m        | 24h            | non        | oui        | GATE                     |

**Tableau II.1:** Aperçu chronologique non exhaustif de l'évolution conjointe des moyens de calculs et de l'utilisation des CRM depuis la fin des années 80 (seules des études en relation avec les questions d'impact de la convection à plus grande échelle sont mentionnées). Chaque référence renvoie à une étude présentant des résultats de simulations de type CRM. Seules sont retenues ici les caractéristiques de ces simulations en termes de dimensionnalité spatiale (colonne DIM): bidimensionnelles [x,z] (2D) versus tridimensionnel (3D), de dimension de domaine (colonne Lx), de résolution horizontale (colonne dx), de durée de la simulation (colonne DUREE), de paramétrisation introduite ou non des processus radiatifs (colonne RAD) et microphysiques en phase glace (colonne ICE), et de type de conditions environnementales (colonne ENVIRONNEM<sup>T</sup>).

Pour cette dernière colonne, 'Tropical' indique une simulation basée sur des observations en zone tropicale humide (e.g. un radiosondage) utilisées pour cadrer la simulation mais n'ayant pas pour objectif de simuler une situation particulière et donc ne développant pas de validation très poussée si ce n'est de type statistique. 'COPT81' correspond à la simulation d'une ligne de grains observée lors de l'expérience COPT81. 'Conv-Rad-Equil' indique des simulations académiques de type équilibre convection-rayonnement. 'GATE' renvoie à des simulations sur plusieurs jours intégrant des informations sur les circulations à grande échelle et leurs fluctuations au jour le jour telles que déduites d'observations de l'expérience GATE. 'COARE' et 'ARM': même approche et type d'information que pour GATE. 'ligne de grains' est une simulation relativement académique de ligne de grains. 'Continental LBA' renvoie à une simulation basée sur des observations de l'expérience LBA en Amazonie (dans un environnement tropical continental très humide), 'aquaplanète' à une simulation GCM globale utilisant un CRM pour chaque colonne du GCM, les valeurs de DIM, Lx et dx sont celles de ces CRM. 'GLOBE' signifie que la simulation est globale.

Les lignes en caractères gris correspondent à des approches qui intègrent la notion de CRM mais dans le cadre de modèles globaux GCM. Finalement, en italiques sont mentionnées des études auxquelles j'ai participé, ainsi que celles qui avaient été mené auparavant avec le CRM du CNRM.

La figure II.12 montre la structure d'un relativement petit système convectif multicellulaire que j'avais simulé au cours de ma thèse. Il illustre ce que nous étions capables de réaliser il y a quinze ans. Il s'avérait que le CRM permettait de reproduire un système nuageux tridimensionnel présentant des caractéristiques morphologiques proches de l'observation et des images ou schémas conceptuels déduits des observations (les similarités avec le schéma présenté sur la Fig. II.3, page 17, sont évidentes). Une simulation de ce type peut ensuite servir de matériau de base pour analyser de nombreux aspects du fonctionnement d'un tel système et ses sensibilités dans un cadre relativement simple et contrôlé (les limitations d'une telle méthodologie sont discutées en II.4).



**Figure II.12:** Vue tridimensionnelle d'un champ de nuages simulé avec un modèle explicite de nuages (CRM). (Source: Guichard et al. 1997)

*Cette figure montre que la simulation numérique CRM est capable de reproduire un système nuageux tridimensionnel qui présente des caractéristiques morphologiques proches de l'observation et des images ou schémas conceptuels déduits des observations (par exemple Fig. II.3 page 17).*

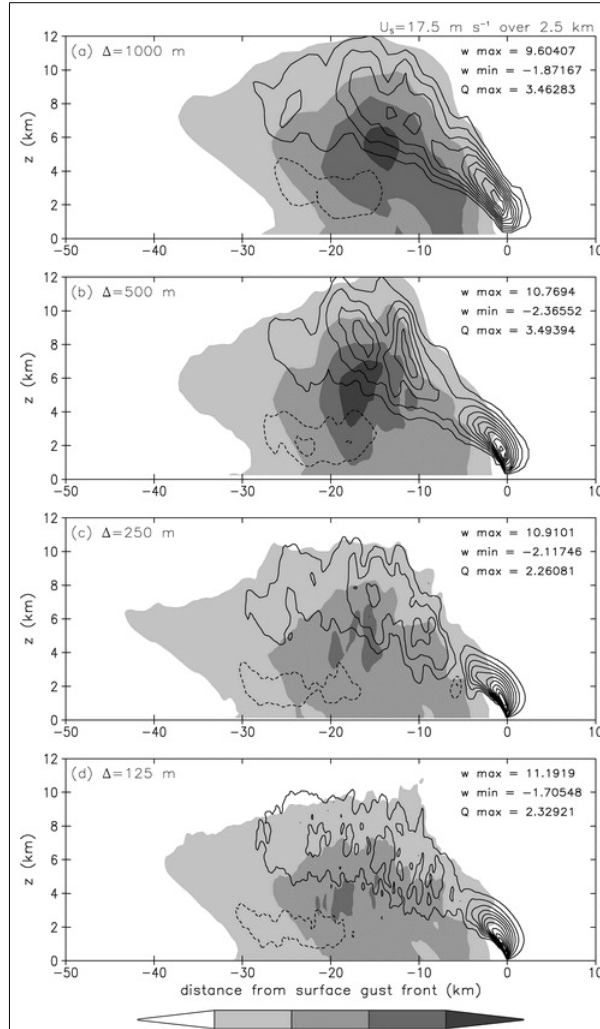
### (iv) Les possibilités et enjeux futurs

Les moyens de calculs actuels permettent de réaliser des simulations numériques beaucoup plus spectaculaires, par leur résolution ou leur taille. Les simulations globales réalisées au Japon avec une résolution horizontale de quelques kilomètres en sont l'exemple le plus extrême. Plus généralement, le fait de disposer de tels moyens devrait permettre d'avancer sur les questions d'interactions entre processus à différentes échelles (e.g., les couplages -ou interactions d'échelles- entre phénomènes d'échelle synoptique et intra-saisonnière, type ondes d'est et MJO, et les processus convectifs).

Un accroissement de la résolution me paraît aussi particulièrement intéressant pour étudier de manière satisfaisante les phénomènes faisant intervenir des couplages entre convection et couche limite comme le développement de convection diurne, les transitions entre régimes, ou les mécanismes d'initiation de convection à fine échelle. Je compte faire ce choix de la haute résolution pour simuler

## II. CONVECTION ET MODELISATION

des situations de développement de convection sur continent. Il est motivé par l'importance des interactions entre les processus de couche limite et la convection et les problèmes spécifiques engendrés par une résolution kilométrique de ces phénomènes (e.g. apparition de rouleaux *numériques* irréalistes dans la couche limite lorsque la turbulence paramétrée n'assure pas avec assez de force le mélange vertical, e.g. Couvreux 2002).

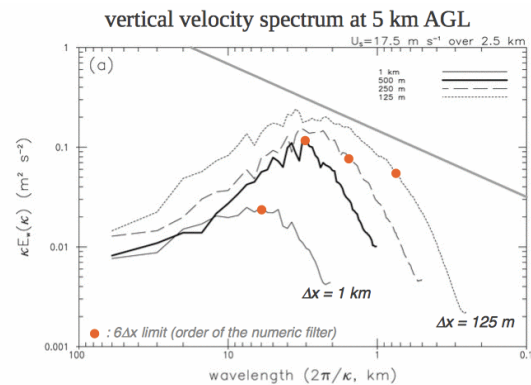


**Figure II.13:** sensibilité de la simulation d'une ligne de grains à la résolution spatiale, passant de 1 km à 125 m,  $\Delta x = \Delta y = \Delta z$  sauf pour la 1<sup>ère</sup> simulation:  $\Delta x = \Delta y = 1$  km et  $\Delta z = 500$  m;

à gauche : structure bidimensionnelle moyennée le long d'une perpendiculaire à la ligne, la figure montre la vitesse verticale en isolignes (intervalle entre deux isolignes est de  $1 \text{ m.s}^{-1}$  et l'isoligne  $0 \text{ m.s}^{-1}$  n'est pas tracée) et le rapport de mélange en eau précipitante en grisés;

en bas : spectre de la vitesse verticale à 5 km d'altitude le long de la ligne convective. La droite grise correspond au spectre en  $k^{-5/3}$ ; les points oranges correspondent à la limite  $6\Delta x$ , soit l'échelle minimale effectivement résolue compte tenu du filtre numérique du 6<sup>ème</sup> ordre utilisé ici.

(Source: Bryan et al. 2003)



*La haute résolution utilisée ici est vraiment innovante, mais la sensibilité de ces résultats aux paramétrisations sous-maille (ici uniquement la microphysique chaude de Kessler 1963 et le schéma de turbulence de Deardorff 1980) est probablement d'importante équivalente.*

Cependant, je n'adhère pas à l'idée que l'utilisation d'une résolution de 100 m est une nécessité incontournable pour la simulation de phénomènes convectifs, comme suggéré par Bryan et al. (2003). Tout d'abord, cette résolution est probablement encore insuffisante pour simuler explicitement la complexité des situations faisant intervenir des interactions entre jet nocturne de basses couches et convection. Elle s'avère également grossière pour simuler explicitement les cumulus d'alizés (e.g. Stevens et al. 2002). Ensuite, au delà de leurs imperfections, les simulations de lignes de grains réalisées depuis plus de vingt ans ont permis de réelles avancées dans la compréhension du fonctionnement de ces systèmes. Ceci n'est finalement pas si étonnant au regard de la sensibilité à la résolution présentée par Bryan et al. (2003), i.e. des différences sont évidentes, cependant les

structures restent proches (Fig. II.13). Il n'aurait vraiment pas été judicieux d'attendre vingt ans et l'arrivée des calculateurs du XXI<sup>ème</sup> siècle pour s'attaquer à la simulation numérique des lignes de grains. De plus il est probable que la sensibilité à la résolution de spectres tels celui de la Fig. II.13 dépend tout *aussi* fortement de la paramétrisation turbulente sous-maille et de la microphysique (très rudimentaire dans l'étude de Bryan et al. 2003), cf aussi Fig. II.10 et plus généralement les travaux visant justement à limiter cette sensibilité des CRM à la résolution par l'introduction de paramétrisations sous-maille plus élaborées et adaptées que celles basées sur Smagorinsky (1963) et Lilly (1967) à ces échelles (Redelsperger et Sommeria 1986, Krueger 1988). La simulation numérique de l'atmosphère convective met en jeu des problèmes différents de celle d'un fluide où la turbulence et les schémas numériques serait les seules questions à traiter.

En résumé, l'augmentation majeure de résolution maintenant possible permet un traitement des processus convectifs intellectuellement plus confortable dans un CRM. Elle offre de nouveaux champs d'investigation passionnants. Cependant, cette nouvelle donne ne résoudra certainement pas tous les problèmes; elle introduit même de nouvelles questions et difficultés.

Les paramétrisations microphysiques restent un élément sensible. Une meilleure résolution conduit très certainement à un traitement plus robuste des interactions entre processus convectifs de fine échelle et microphysique. Cependant, de nombreuses questions amont subsistent, en particulier autour de la représentation des processus en phase glace.

Cette paramétrisation a fait bien souvent l'objet de calibrations indispensables mais qui ne sont qu'indirectement validées par les observations. Je pense ici à l'utilisation d'informations satellitaires dans l'infra-rouge, qui ne renseignent que sur le sommet des zones nuageuses sans considérations des structures dans l'épaisseur des nuages (e.g. Guichard et al. 2000, Chaboureaud et al. 2002, Lopez et al. 2009). Des approches d'évaluation plus directes se développent grâce aux données issues de données radar sol et satellite et des imageurs micro-ondes embarqués (TRMM, l'Aqua-train et sa grappe de satellites dont CloudSat et CALIPSO, ou encore dans le futur proche MEGHA-Tropiques), e.g. Li et al. (2009), Satoh et al. (2010). Ces approches nécessitent des développements souvent lourds (e.g., simulateurs intégrés des approches de type modèle vers satellite comme présenté par Chepfer et al. (2010)) et reposent aussi sur certains choix arbitraires, par exemple ceux découlant de la séparation des hydrométéores en catégories distinctes dans les schémas microphysiques dit *bulk*.

De plus de multiples questions restent aussi en suspend concernant la formulation même des paramétrisations microphysiques comme en témoigne le manque de consensus des schémas microphysiques employés actuellement dans les modèles de nuages et les propositions et essais de nouvelles formulations (e.g. Morrison et Grabowski 2008, Li et al. 2009). Finalement, le degré de complexité requis pour cette paramétrisation reste incertain et la réponse à cette question n'est abordée qu'indirectement par les développements de schémas de plus en plus sophistiqués.

Dans le cadre de l'utilisation que je fais d'un CRM, j'attends tout d'abord de la paramétrisation microphysique qu'elle conduise, en interaction avec la dynamique convective, à une distribution des précipitations et de la fraction nuageuse cohérentes, la simulation des contenus en eau nuageuse restant plus délicate.

Dans un autre registre, l'hypothèse dites plan-parallèle<sup>8</sup> sous-tendant les schémas radiatifs actuellement utilisés devient de plus en plus caduque lorsque la résolution augmente (Marshak et al., 1995). Même si des travaux récents (Mechem et al. 2008, Pincus et Stevens 2009) suggèrent que ce point ne serait pas critique, de nouveaux développements seront très certainement à prévoir.

Jusqu'à présent, les simulations de type LES n'intègrent pas explicitement les processus radiatifs et leurs couplages avec les processus de surface. En fait, les simulations LES de couche limite (diurne comme nocturne) ont jusqu'à présent essentiellement ignoré ce processus néanmoins moteur des circulations turbulentes comme du développement de couche limite nocturne stable. Plus généralement, les couplages à fine échelle entre rayonnement et turbulence sont encore mal connus.

De même la formulation des échanges énergétiques entre surface et atmosphère n'est pas, à priori, directement transposable à plus fine résolution lorsque les structures turbulentes participant à ces flux sont en partie résolues.

<sup>8</sup> Dans l'hypothèse plan-parallèle, les processus radiatifs ne sont considérés que suivant une colonne atmosphérique, et chacune des colonnes est donc traitée indépendamment des autres.

#### 4) CRM et analyse de bilans en situation convective

Les simulations de type CRM se sont souvent bâties à partir d'observations de campagnes de mesures en partie dédiées aux processus convectifs (e.g. GATE, TOGA-COARE, ARM, LBA). En retour, les CRMs ont parfois constitué un moyen de prolonger ces observations, de les mettre en perspective, et de fournir un maillon utile entre ces observations et les développements de paramétrisations convectives.

C'est le cas notamment pour les bilans thermodynamiques que j'ai analysé à plusieurs reprises et dans le détail (Guichard et al., 1996, 1997, 2000, 2004, Bechtold et al. 2001, Gregory et Guichard 2002, Redelsperger et al. 2002, Chaboureau et al. 2004, Yano et al. 2004, Piriou et al. 2007)<sup>9</sup>. je présente ci-dessous les équations de ces bilans, puis les synergies possibles entre observations et CRM illustrés par quelques résultats.

##### (i) Equations de bilan

Les équations de bilan permettent d'analyser les processus intervenant dans l'évolution de variables telles que les champs thermodynamiques, la quantité de mouvement ou encore des traceurs. L'équation générique peut s'écrire:

$$\frac{\partial \bar{\alpha}}{\partial t} = \underbrace{-\bar{u}_i \left( \frac{\partial \bar{\alpha}}{\partial x_i} \right)}_{\text{advection } (\bar{\alpha})} - \underbrace{\frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial x_i} (\rho \overline{u'_i \alpha'})}_{\text{flux sous-maille } (\bar{\alpha})} + \underbrace{S_\alpha}_{\text{source/puits } (\bar{\alpha})} \quad (\text{E II.1})$$

Elle traduit que l'évolution eulérienne d'une variable  $\alpha$ , en moyenne sur un certain domaine et une certaine durée (notée  $\bar{\alpha}$ ), résulte de la somme des advections horizontales et verticales de cette variable, de flux sous maille et des processus sources et puits de  $\alpha$ .

Les campagnes de mesures ont permis d'estimer des bilans de chaleur et de quantité de mouvement (au moins certains des termes du bilan), pour des systèmes convectifs sur quelques heures, notamment avec des données radar Doppler (e.g. Chong et Hauser 1990), mais aussi à plus grande échelle spatio-temporelle, en s'appuyant principalement sur des réseaux de radio-sondages spécialement mis en place pour des durées limitées (comprenant typiquement 5 sites où des sondages sont réalisés toutes les 6h ou moins sur des périodes de quelques jours à quelques mois).

De tels bilans ont été estimés notamment dans l'Atlantique tropical lors de GATE (Esbensen et al. 1988), dans le Pacifique équatorial lors de TOGA-COARE (Lin et Johnson 1996) et au dessus des grandes plaines américaines (site ARM, Zhang et al. 1997). Le dispositif instrumental permet de calculer des profils verticaux de  $\partial\alpha/\partial t$  et des advections  $-u_i(\partial\alpha/\partial x_i)$ . Des techniques plus ou moins sophistiquées sont employées pour ce type de dérivation, et les estimations obtenues ne sont pas sans incertitudes de par la nature même d'une telle mesure (ce point est développé en II.4(iii)).

Cependant, dans un environnement convectif, les bilans ainsi obtenus fournissent une référence que les analyses et réanalyses météorologiques telles ERA40 ou NCEP ne sont pas encore capables d'approcher. Les structures verticales en particulier diffèrent trop d'un produit à l'autre, en relation très probable avec les limitations des paramétrisations physiques utilisées dans ces modèles.

En revanche, cette approche ne permet pas de distinguer entre processus microphysiques, radiatifs et convectifs. Ces différents processus apparaissent *regroupés* comme le résidu de l'évolution eulérienne et des advections dites *de grande échelle*. Dans les bilans de température potentielle et d'humidité spécifique tels que formulés ci-dessous, ils sont traditionnellement appelés source

<sup>9</sup> Je ne discute pas ici les bilans de variance et d'asymétrie (skewness en anglais) de la vapeur d'eau dans la couche limite réalisés par Couvreux et al. (2007); je n'inclue pas non plus les inter-comparaisons de modèles.

apparente de chaleur et puits apparent d'humidité et notés de manière peu intuitive Q1 et Q2 (Yanai 1973 - pour la quantité de mouvement, l'appellation Q3 est également classique).

$$\pi \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial t} = - \pi \bar{u}_i \left( \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial x_i} \right) - \underbrace{\frac{\pi}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} (\rho \overline{w' \theta'})}_{Q_1 \text{ (source apparente de chaleur)}} + Q^* + Q_{rad} \quad (\text{E II.2})$$

$$- \frac{L_v}{c_p} \frac{\partial \bar{q}_v}{\partial t} = \underbrace{\frac{L_v}{c_p} \bar{u}_i \left( \frac{\partial \bar{q}_v}{\partial x_i} \right) + \frac{L_v}{c_p \rho} \frac{\partial}{\partial z} (\rho \overline{q'_v w'})}_{Q_2 \text{ (puits apparent d'humidité)}} + Q \quad (\text{E II.3})$$

Ici,  $\pi$  est la fonction d'Exner ou pression réduite ( $\pi = (P/P_0)^{R/c_p}$ ),  $L_v$  la chaleur latente de vaporisation,  $\rho$  la densité,  $c_p$  la chaleur spécifique à pression constante,  $Q^*$  correspond au dégagement de chaleur latente et se distingue de  $Q$  (Eq. E II.3) par les processus de fusion et de congélation de l'eau qui n'affectent pas le champ de vapeur d'eau, et  $Q_{rad}$  représente la divergence du flux radiatif.

L'ajout des facteurs multiplicatifs  $\pi$  et  $-L_v/c_p$  permet d'exprimer les différents termes dans la même unité, et leur combinaison conduit à une équation d'évolution de l'énergie statique humide ou de la température potentielle équivalente. L'intégration verticale de ces équations fournit des bilans de toute la colonne atmosphérique, souvent exprimé de la manière suivante:

$$c_p \langle \pi \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial t} \rangle + c_p \langle \pi \bar{u}_i \left( \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial x_i} \right) \rangle \approx c_p \langle Q_1 \rangle = H + P + F_{rad} \quad (\text{E II.4})$$

$$- \langle L_v \frac{\partial \bar{q}_v}{\partial t} \rangle - \langle L_v \bar{u}_i \left( \frac{\partial \bar{q}_v}{\partial x_i} \right) \rangle = c_p \langle Q_2 \rangle = -L_v (E - P) \quad (\text{E II.5})$$

Où  $\langle A \rangle$  correspond à l'intégrale verticale  $\int \rho A dz$  sur toute la colonne atmosphérique.  $H$  et  $E$  sont les flux de chaleur sensible et d'évaporation respectivement,  $P$  la pluie à la surface et  $F_{rad}$  le flux radiatif net. On suppose ici qu'il n'y pas de stockage d'eau liquide et solide et que la congélation et la fusion s'équilibrent, ce qui implique des échelles de temps suffisamment longues, supérieures à quelques heures.

Finalement, une équation intéressante est obtenue à partir des deux précédentes pour une variable quasi-conservative comme l'énergie statique humide  $h$  ou la température potentielle équivalente  $\theta_e$  moyennant quelques approximations<sup>10</sup>.

$$c_p \langle \pi \frac{\partial \bar{\theta}_e}{\partial t} \rangle + c_p \langle \pi \bar{u}_i \left( \frac{\partial \bar{\theta}_e}{\partial x_i} \right) \rangle \approx c_p \langle Q_1 - Q_2 \rangle = H + L_v E + F_{rad} \quad (\text{E II.6})$$

<sup>10</sup> On notera ici que lorsqu'il s'agit de comparer des calculs réalisés à partir de champs issus de modèles et d'observations, il est utile de prendre en considération les simplifications et hypothèses de base des équations du modèle, afin de les distinguer des sources de différence dont la nature est autre (et qui sont celles recherchées ici). Par exemple, la température potentielle équivalente la mieux conservée par un modèle n'est pas forcément celle dont la formulation est la plus complète/complexée.

Elle traduit simplement que l'évolution de  $\langle \bar{\theta}_e \rangle$  résulte des advections, des flux de chaleur sensible et latente à la surface et du flux radiatif net atmosphérique, la convection n'opérant qu'une redistribution verticale de cette variable.

Il est alors possible en croisant des sources d'observations distinctes de réaliser des estimations de certains termes. Par exemple, en théorie, connaissant  $H$ ,  $E$  et  $P$ , il est possible d'obtenir  $F_{rad}$  comme un résidu (Ciesielski et al. 2003). On verra par la suite (section II.4.iii) qu'une telle estimation reste très délicate et ne permet pas d'aborder des échelles de temps inférieures à la journée.

### (ii) Formulation des conditions limites dans un CRM

Au delà des informations apportées par ces estimations, il est utile d'estimer les contributions des différents processus de nature distincte impliqués dans les équations précédentes. La modélisation à grande échelle utilise des paramétrisations pour représenter chacun des termes apparaissant dans les membres de droite des équations 1 et 2 à l'exception de l'advection de grande échelle, qui est résolue explicitement. Le CRM utilise également des paramétrisations pour représenter les processus turbulents, microphysiques et radiatifs. Cependant, il présente l'intérêt d'assurer un couplage de ces processus aux échelles convectives, i.e. il s'affranchit de l'utilisation d'un schéma de convection. Par contre, c'est un modèle à aire limitée, sa mise en oeuvre nécessite donc l'intégration d'informations à plus grande échelle aux bords latéraux ainsi que des informations sur la surface (e.g. une SST). En pratique, elles sont introduites de diverses manières.

Pour les conditions limites latérales, deux types d'options sont couramment utilisées dans les CRM depuis quelques décennies: des conditions limites latérales *ouvertes* et des conditions limites latérales *cycliques*<sup>11</sup>. Les premières sont plus adaptées à la simulation d'un événement convectif particulier tandis que l'utilisation des secondes suppose que le domaine simulé est un *morceau* d'un ensemble plus vaste présentant une activité convective relativement homogène.

Avec la première option, les circulations entre l'extérieur et l'intérieur du domaine sont contraintes par l'activité convective à l'intérieur du domaine. Par exemple, la simulation d'une ligne de grains conduit typiquement au développement d'une convergence en basses couches, et à des vitesses verticales atteignant en moyenne plusieurs cm/s pour des échelles spatiales de quelques centaines de km.

Une telle situation ne peut se produire avec la seconde approche qui contraint une égalité des flux entrants et sortants. Les advections de grande échelle sont alors introduites indirectement, via une formulation qui repose sur une simplification de la structure spatiale des champs de grande échelle et de leurs interactions avec les processus de plus fine échelle (Sommeria 1976, Soong et Ogura 1980, Grabowski et al. 1996). Ces advections de grande échelle apparaissent alors comme un forçage externe généralement appliqué de manière homogène sur l'horizontale et sont exprimées suivant:

$$\left( \frac{\partial \bar{\alpha}}{\partial t} \right)_{LS} = -U \left( \frac{\partial \alpha}{\partial x} \right) - V \left( \frac{\partial \alpha}{\partial y} \right) - W \left( \frac{\partial \alpha}{\partial z} \right) \quad (\text{E II.7})$$

où on a distingué les trois composantes de l'advection. L'utilisation des majuscules dans les notations ( $U$ ,  $V$ ,  $W$ ,  $\alpha$ ) indique que ces variables ( $u$ ,  $v$ ,  $w$ ,  $\alpha$ ) sont considérées ici à grande échelle et l'indice  $LS$  renvoie à *large-scale*. On dispose ainsi essentiellement d'un cadre formel pour spécifier ces champs à partir d'informations disponibles ou d'hypothèses à grande échelle.

Ce choix n'est pas forcément unique. Par exemple le gradient vertical  $\partial \alpha / \partial z$ , peut s'exprimer (i) comme  $\partial \bar{\alpha} / \partial z$ , avec  $\bar{\alpha}$  la moyenne de  $\alpha$  *simulée*, assurant ainsi un traitement cohérent des couplages

---

<sup>11</sup> J'exclus de cette discussion la technique dite des modèles emboîtés ou grid-nesting, plus complexe, qui requiert de toute façon elle aussi des informations à plus grande échelle dès lors qu'elle est employée dans un domaine à aire limitée



entre structures verticales simulées et advections verticales ou encore (ii)  $\partial \alpha_{LS}/\partial z$ , soit un choix qui peut éventuellement éviter des dérives énergétiques liées à des biais du modèle.

En pratique, j'ai constaté qu'en situations fortement convectives, pilotées par l'ascendance  $W$ , les deux formulations conduisaient à des résultats très proches. Par contre, je me suis retrouvée en désaccord sur l'interprétation des différences obtenues avec les auteurs du premier article sur lequel j'ai fourni une revue. Les auteurs soutenaient que la méthode (i) était meilleure car elle conduisait à un profil moyen de température un peu plus proche des observations. Cependant, ce résultat était obtenu grâce à un biais vraiment trop significatif sur le champ de température simulé pour que l'argument soit pertinent.

Cette formulation (Eq. EII.7) est souvent utilisée pour représenter les advections de température potentielle et d'humidité spécifique. Pour des simulations poursuivies sur plusieurs jours, les profils moyens des champs de vent peuvent être rappelés vers des profils observés (tout comme les champs de température et d'humidité dans la partie la plus haute du modèle au dessus de la tropopause) suivant:

$$\left(\frac{\partial \bar{\alpha}}{\partial t}\right)_{LS} = - \frac{\bar{\alpha} - \alpha_{LS}}{\tau} ; \alpha = u, v \dots \quad (\text{E II.8})$$

Ce choix de formulation traduit le fait que l'on n'a pas l'ambition ou les moyens de représenter ces évolutions par le seul jeu des équations du modèle. Cependant, le champ de vent moyen étant un facteur structurant de la convection, il est préférable de faire évoluer la convection dans des conditions environnementales moyennes prenant en compte ce facteur si l'on a l'ambition de reproduire ces structures spatiales.

De plus, ce cadre de modélisation permet une confrontation *directe* entre simulation CRM et leur contrepartie paramétrée utilisée en mode uni-colonne (modèle dit SCM pour single column model, e.g. Randall 1996) correspondant à une version unidimensionnelle d'un modèle de grande échelle (e.g. un GCM).

C'est une formulation générale de ce type que j'ai mise en oeuvre dans les simulations CRM utilisées par Guichard et al. (1996). Les advections dites de grande échelle étaient rudimentaires, fixes dans le temps et limitées à l'introduction d'une vitesse verticale  $W_{LS}$  d'intensité compatible avec des conditions convectives océaniques, mais ne correspondant ni à une situation observée, ni probablement à une situation observable (i.e. il est hautement improbable de rencontrer une région tropicale océanique au sein de laquelle la vitesse verticale reste constante durant plusieurs jours).

De ce point de vue, ces simulations sont de nature *académique* et leur relation à la réalité est *indirecte*, tout comme les simulations de type équilibre convection-rayonnement qui la plupart du temps font l'hypothèse  $W_{LS}=0$  (e.g., Tompkins et Craig 1998). Ceci ne signifie pas qu'elles sont sans intérêt. Elles permettent de caractériser le fonctionnement d'un modèle et ses sensibilités dans un cadre simplifié facilitant l'interprétation, elles sont donc méthodologiquement *utiles*.

Néanmoins, il faut bien réaliser que la pertinence des résultats obtenus via une telle approche repose sur, et dépend de, sa capacité à rendre compte de situations plus complexes. Les travaux passés montrent la grande sensibilité des résultats obtenus à la représentation des processus physiques et de leurs couplages. Ce constat semble évident lorsqu'il s'agit de modèles utilisant une paramétrisation de la convection (e.g. Renno 1994, Emanuel et Raymond 1993), mais il concerne aussi les simulations réalisées avec des CRM (e.g., Tao et al. 1999). De plus, les observations, même lorsqu'elles existent, ne permettent pas véritablement de qualifier un scénario plutôt qu'un autre compte tenu de l'éloignement considérable entre ce cadre académique et l'observation.

### (iii) Simulations CRM de situations observées

Les travaux de Grabowski et al. (1996) et Xu et Randall. (1996) ont ouvert de nouvelles perspectives d'utilisation des observations dans le contexte de la modélisation CRM. Ils ont montré

comment le dispositif formel présenté ci-dessus (Eqs. E II.7 et E II.8) permettait *aussi* de reproduire les grands traits de l'activité convective observée au cours de sept jours de l'expérience GATE. La méthodologie employée consistait simplement à utiliser les séries d'advections et des champs de vent de grande échelle estimés toutes les trois heures à partir d'observations sur un domaine de quelques centaines de km coté. En résumé: (i) les fluctuations de l'activité convective d'un jour à l'autre (guidées par les advections de grande échelle) ainsi que les structures spatiales distinctes qui se développaient suivant les régimes de vent (prescrit) étaient en bon accord avec les observations et (ii) aucune dérive notable des champs de température et d'humidité ne se développait au cours de cette relativement longue durée de simulation.

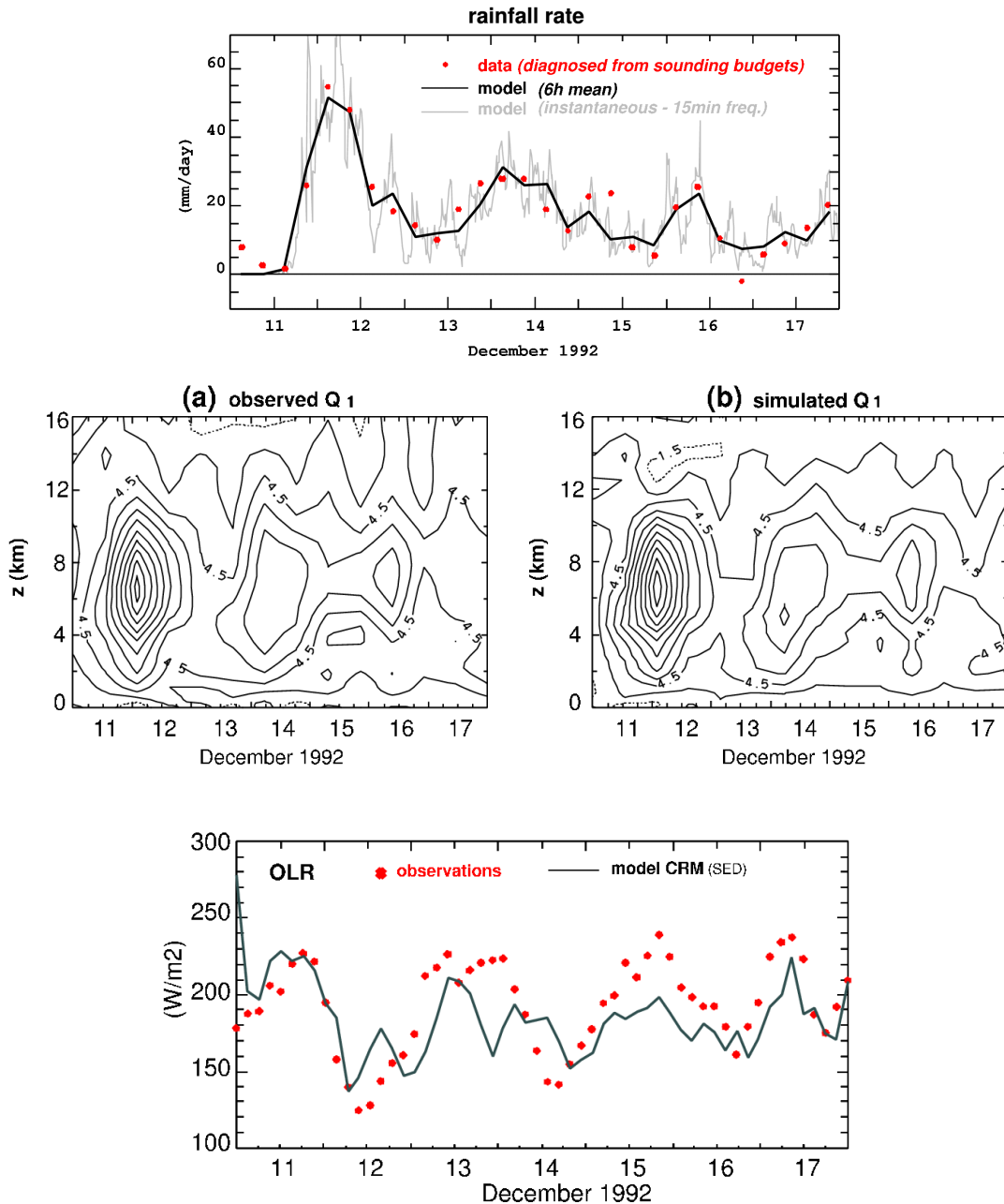
On notera que la variabilité spatiale générée par une simulation de ce type correspond, *par construction*, exclusivement à celle engendrée par les phénomènes qui se développent au sein du domaine de simulation. Les mécanismes faisant intervenir la variabilité spatiale, tels que l'initiation de convection, son maintien et sa dissipation, ne sont donc pas *a priori* identiques dans le modèle et la réalité. La variabilité simulée est d'ailleurs sensible à de nombreux facteurs; e.g. choix géométriques (taille de domaine, résolution, dimensionnalité).

Néanmoins, ce dispositif relativement minimal reste instructif. Il souligne l'importance des structures moyennes du champ de vent et des circulations se développant jusqu'à de grandes échelles dans les caractéristiques de l'activité convective (organisation et intensité) à des échelles spatiales de quelques centaines de km. La vitesse verticale moyenne se bâtit essentiellement à partir de la somme des ascendances fortes réalisées dans des zones très restreintes, au coeur des nuages convectifs. Elle conduit à une advection verticale moyenne d'importance jusqu'à ces grandes échelles, les circulations compensatoires descendantes étant réalisées à l'extérieur du domaine d'étude.

On notera qu'en situation convective, ce dispositif de modélisation est capable de fournir des simulations souvent bien plus fidèles à l'observation que des configurations plus compliquées et ambitieuses. C'est un point de méthodologie important à considérer, sur lequel je reviens encore dans la section IV.

Cette méthodologie a été utilisée à de multiples reprises (e.g. Wu et al. 1998, Donner et al. 1999, Xu et al. 2002 parmi d'autres, et aussi dans plusieurs études d'inter-comparaison de modèles menés dans le cadre du programme GEWEX GCSS). Des bilans atmosphériques avaient justement été réalisés (Lin et Johnson 1996, Ciesielski et al. 1997) à cette même époque dans une zone de forte activité convective située au coeur des zones d'eaux chaudes du Pacifique équatorial (dite "warm pool"). Le domaine documenté couvrait une zone d'environ  $4^\circ \times 4^\circ$  sur quatre mois. J'ai utilisé la méthodologie présentée ci-dessus pour simuler différents type de situations convectives observées durant l'expérience TOGA-COARE, tout d'abord dans Guichard et al. (2000).

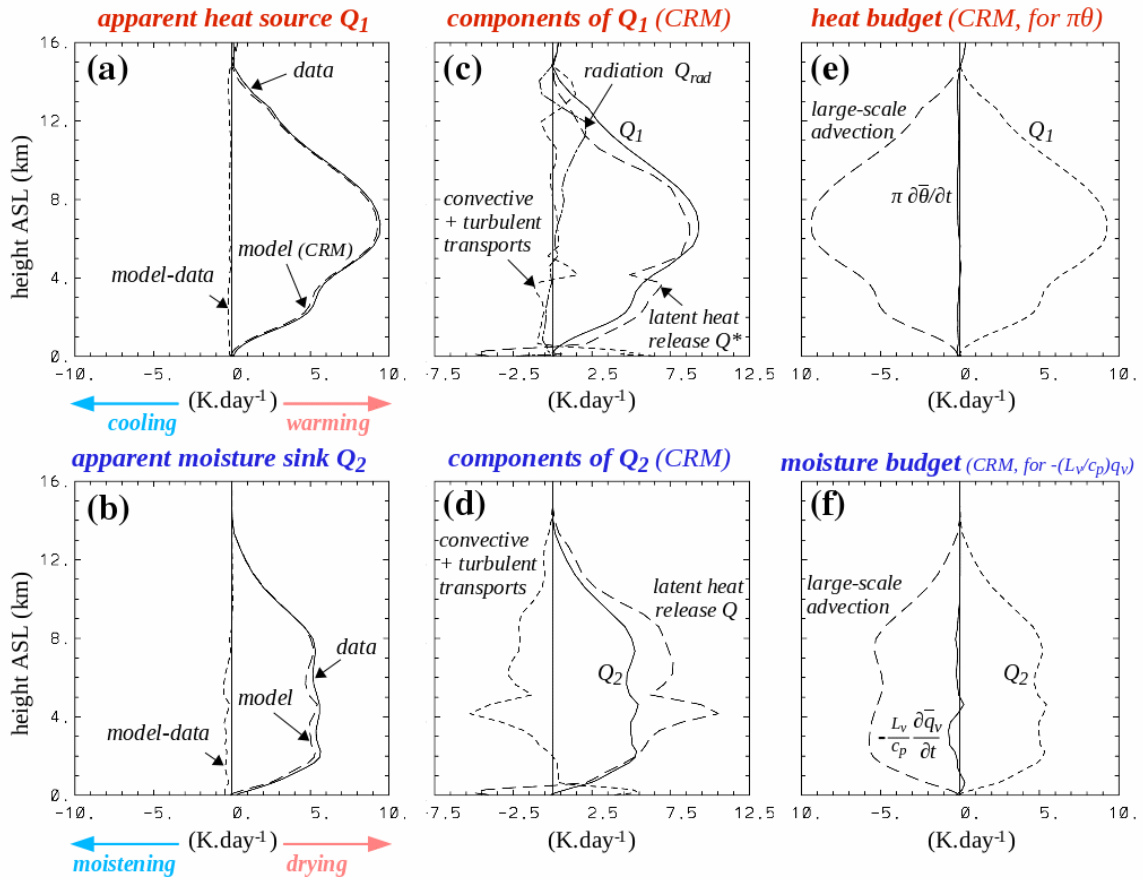
Les figures II.14 et II.15, issues de cette étude, illustrent des structures typiques des bilans caractérisant les situations fortement convectives. Elles montrent aussi comment le modèle est capable de reproduire fidèlement les champs de Q1 et Q2 (Figs. II.14a,b et II.15a,b) et permet d'éclater ces termes en différent processus (Fig. II.15c,d), aidant ainsi à cadrer l'interprétation des bilans. Les structures verticales précises varient, notamment suivant les régimes de vent, ainsi que les intensités, en relation avec la force des advections de grande échelle (voir les légendes pour plus de détails).



**Figure II.14:** comparaison CRM-données, la figure du haut présente la série de précipitations à la surface en moyenne sur le domaine de simulation, les données correspondent à l'estimation fournie par les bilans TOAGA-COARE (Ciesielski et al. 1997) - la méthodologie utilisée explique la possibilité de valeurs négatives, non physiques mais rares. Le panneau du milieu compare les sources apparentes de chaleur 'observées' et simulées, leurs structures verticales et évolutions temporelles tels que bâties à partir de profils moyennés sur 6h. Le panneau du bas évalue l'OLR simulée. (Source: Guichard et al. 2000)

*Le très bon accord obtenu ici entre modèle CRM et données à ces échelles est satisfaisant mais ce résultat n'est pas aussi remarquable qu'il n'y paraît; on peut s'attendre à un résultat assez proche (au moins pour les précipitations et Q1) même si généralement moins bon avec un modèle uni-colonne paramétré intégrant des considérations de quasi-équilibre entre processus convectifs et circulations de plus grande échelle (voir figure suivante).*

*La figure illustre aussi les variations d'activité convective à des échelles synoptiques avec une succession de trois phases d'activité convective plus intense qui s'accompagnent de maxima de pluie à la surface.*



**Figure II.15:** Moyenne sur les 7 jours de la même simulation que celle de la Fig. II.14 des bilans thermodynamiques, pour la température en haut et la vapeur d'eau en bas.

- ✓ La première colonne (graphes a et b) compare les profils de source apparente de chaleur ( $Q_1$ ) et de puits apparent d'humidité ( $Q_2$ ).
- ✓ Dans la deuxième (graphes c et d), les composantes de  $Q_1$  et  $Q_2$  sont présentées: processus microphysiques ( $Q^*$  et  $Q$ ), somme des divergences de flux convectifs et turbulents et rayonnement.
- ✓ Finalement la troisième colonne (graphes e et f) présente le bilan complet: évolution eulérienne résultant de l'advection de grande échelle et de  $Q_i$  ( $i=1$  ou  $2$ ).

(Source: Guichard et al. 2000, et résultats issus des simulations présentées dans cet article)

On retrouve ici une caractéristique typique de l'atmosphère convective, à savoir une balance entre circulation de grande échelle et  $Q_1, Q_2$  (graphes e, f). Cette balance reste en fait dominante jusqu'à des échelles de temps plus courtes, inférieures à la journée.

On voit aussi que dans ces conditions fortement convectives,  $Q_1$  est dominée par le dégagement de chaleur latente ( $Q^*$ ), les contributions radiative et convective restant moindre (graphe c). Elles sont significatives surtout dans la couche limite et la haute troposphère, vers le sommet des nuages les plus hauts.

En l'absence de flux turbulents et convectifs et de processus radiatifs,  $Q_1$  et  $Q_2$  ne se distingueraient l'un de l'autre qu'au travers des processus de congélation et de fusion (différence entre  $Q^*$  et  $Q$  (graphes c, d)). Leurs structures bien distinctes résultent pour une bonne part des transports turbulents et convectifs qui assurent une redistribution de la vapeur d'eau des plus basses couches vers la troposphère libre (graphe d).

Cependant, ces simulations ne montraient pas un aussi bon accord des champs thermodynamiques que celui obtenu par Grabowski et al. (1996). Ce résultat ne me semblait pas explicable par des facteurs tels que la 'qualité' du modèle; l'inter-comparaison GEWEX GCSS Case2 (Krueger 1997) à laquelle je participais en parallèle indiquait au contraire que les profils thermodynamiques que je simulais pour cette situation étaient certainement aussi proches des observations que ceux obtenus avec les autres CRM.

L'approche que j'ai alors développée, en utilisant plusieurs estimations indépendantes de flux radiatifs, a permis d'identifier que l'origine du problème n'était pas à rechercher dans les équations du modèle et n'avait rien à voir avec le choix d'un cadre bidimensionnel ou autre considération de ce type. Il s'expliquait au premier ordre par les forçages de grande échelle utilisés (Emanuel et Živković-Rothman 1999 étaient arrivés en parallèle à la même conclusion).

L'équation II.6 peut servir de support pour résumer la nature du problème. De manière plus synthétique (mais toujours en moyenne spatiale et sur la colonne verticale) elle est ré-écrite ci dessous suivant :

$$\partial\theta_e/\partial t = (\partial\theta_e/\partial t)_{LS} + (H + L_v E) + F_{rad} \quad \text{à partir des observations} \quad (\text{EII.9})$$

$$\partial\theta_e/\partial t = (\partial\theta_e/\partial t)_{LS} + (H + L_v E) + F_{rad} \quad \text{dans la simulation} \quad (\text{EII.10})$$

Le code couleur indique la méthode de calcul : estimation à partir d'observations en bleu, calculé dans la simulation en rouge, et en gris  $F_{rad}$  qui peut être déduit connaissant les quatre autres termes.

Les termes estimés à partir des observations (en bleu) sont écrits en gras lorsque le degré de confiance accordé est relativement élevé ou bien lorsque leur contribution est faible. Ceci concerne l'évolution eulérienne ( $\partial\theta_e/\partial t$ ) et la somme des flux de chaleur sensible et latent ( $H+LE$ ). L'estimation de l'advection verticale est par nature plus délicate. Or dans cette équation et pour ces conditions océaniques très convectives, l'advection de grande échelle  $(\partial\theta_e/\partial t)_{LS}$  est un terme dominant du bilan.

Une comparaison des flux de chaleur estimés et simulés montrait que  $H+L_v E \approx H+L_v E$ . Par conséquent, les différences entre les champs thermodynamiques observés provenaient majoritairement des différences entre le flux radiatif déduit comme un résidu  $F_{rad}$  et le flux radiatif calculé par le modèle  $F_{rad}$ .

La nature des incertitudes affectant chacune de ces estimations de  $F_{rad}$  est radicalement différente. Celles affectant  $F_{rad}$  (estimation qui ne fait intervenir aucun calcul radiatif), proviennent directement des incertitudes affectant les autres termes de l'équation, et ici en premier lieu l'advection de grande échelle. Le modèle par contre s'appuie sur un schéma de transfert radiatif, les incertitudes associées à  $F_{rad}$  sont en premier lieu dépendantes des nuages et des champs de température et d'humidité simulés.

Des observations indépendantes de  $F_{rad}$  (noté  $F_{rad}$ ) ont permis de préciser la qualité et les limites des advections déduites des observations, et d'évaluer le modèle. Les résultats obtenus sont présentés sur la figure II.16. En résumé, la comparaison de ces différentes sources d'informations indiquait que  $F_{rad}$  était surestimé de plusieurs dizaines de W.m<sup>-2</sup>. Si dans l'équation EII.9  $F_{rad}$  était remplacé par une valeur plus réaliste ( $F_{rad}$ ), un biais en température potentielle équivalente se développait pour atteindre plus de 3K en sept jours. La simulation présentait donc un biais froid (en  $\theta_e$ ) parce le flux radiatif net  $F_{rad}$  calculé était plus proche d'une valeur réaliste. En fait, le biais froid qui se développait dans la simulation n'atteignait que 1.5K (contre 3K) parce que  $F_{rad}$  était malgré tout encore sur-estimé. Une meilleure simulation des processus radiatifs aurait donc entraîné un biais plus fort.

Par conséquent, c'est une utilisation trop rigide des bilans estimés, considérés comme la référence, qui conduisait à un biais thermodynamique important dans la simulation et à une interprétation erronée des qualités et défauts des modèles.

Cette comparaison indiquait également qu'aux échelles de temps courtes (inférieures à la journée), les bilans *estimés* ne peuvent, contrairement au CRM, reproduire le cycle diurne prononcé de  $F_{rad}$  observé, soit un résultat satisfaisant en terme de physique des processus (i.e. plus de considérations de la physique conduit à une amélioration) et qui posait une limite inférieure aux échelles temporelles du bilan de  $\theta_e$  renseigné par les observations disponibles.

Des tests de sensibilité à ces advections confirmaient ces conclusions (e.g., Fig. II.17). Cependant, dans la simulation, même en l'absence de biais en  $\theta_e$ , un biais modéré mais systématique se manifestait dans les basses couches, froides (en température) et trop humides. Il est probablement fondé d'interpréter ce résultat comme une signature de modèle, signature qui implique également la méthodologie de mise en oeuvre (la convection étant tenue de *répondre* à des advections d'air froid et humide *imposées*). Des travaux futurs pourraient se pencher plus précisément sur ces questions.

Je ne veux surtout pas ici remettre en cause l'intérêt évident des bilans fournis par les observations mais plutôt porter un regard un peu critique sur l'utilisation un peu trop confiante qui en a été faite par les modélisateurs dont je faisais partie. Il est inutile voire contre-productif d'attendre des observations des informations qu'elles ne sont pas capables de fournir. Le même constat s'applique bien évidemment à la modélisation. Dans la pratique, il peut être délicat de formuler *précisément* ce type de considérations, mais c'est un effort qui me semble important et instructif.

En l'occurrence, l'utilisation des bilans déduits des observations pour valider ou invalider *en bloc* l'énergétique du modèle n'était pas pertinente à-priori. Je pense aussi que la méconnaissance relative des processus radiatifs par une communauté plus spécialiste de la modélisation de la convection a joué un certain rôle. Finalement, une frontière relativement étanche séparait à cette époque les communautés de modélisateurs et d'observateurs, chacune étant occupée à développer ses propres outils. En revanche, il me semble que les informations précieuses fournies par les bilans *estimés* sur les structures verticales et leur variabilité temporelle ont été trop peu exploitées alors qu'elles sont probablement plus robustes et caractérisent plus directement les processus convectifs et leur sensibilité.

Les advections de grande échelle fournies par ces bilans constituent des *estimations*; elles intègrent de nombreuses sources d'incertitudes inhérentes à la nature convective de l'atmosphère tropicale (Mapes et Johnson 200x). Une erreur même minime sur la vitesse verticale moyenne conduit très rapidement à des biais importants lorsque de telles estimations sont utilisées dans un CRM pour réaliser des simulations sur de longues durées, par accumulation<sup>12</sup>. Les bilans issus de l'expérience TOGA-COARE (Lin et Johnson 1996, Ciesielski et al. 1997) étaient de plus entachés d'une erreur non négligeable causée par un biais sec des sondages (Guichard et al. 2000b), erreur qui ne fut corrigée que plus tard (Ciesielski et al. 2003). Mais il était alors trop tard pour que je puisse revenir sur cette étude<sup>13</sup>.

Dans une perspective à plus long terme, il sera certainement utile de tirer partie de cette expérience passée lorsque les bilans fournis par l'expérience AMMA commenceront à être utilisés à des fins de modélisation. Je pense que les considérations d'énergétique seront d'autant plus importantes que l'environnement continental amène de nouvelles complications; les échanges à la surface et la dynamique de couche limite sont gouvernés par des mécanismes distincts et demandent une attention particulière jusqu'à des échelles de temps plus courtes que sur océan.

<sup>12</sup> Pour fixer les idées, pour un gradient de  $\theta_e$  de  $1 \text{ K.km}^{-1}$ , une erreur de  $1 \text{ cm.s}^{-1}$  sur la vitesse verticale conduit au bout de 24 h à une erreur de  $0.864 \text{ K}$  sur  $\theta_e$ .

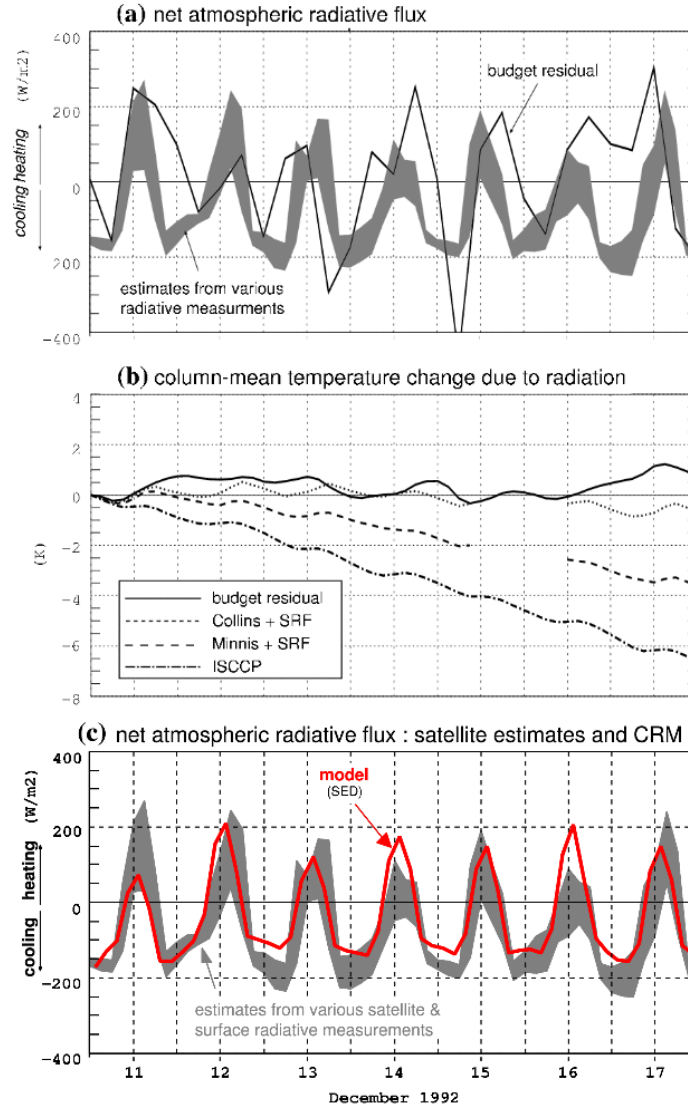
<sup>13</sup> Plus généralement, une manque de concordance des temps est souvent un facteur très limitant pour avancer dans un contexte où la transformation rapide des outils (modèles...) se marie parfois mal avec les échelles de temps longues que nécessite l'activité de recherche.

## *II. CONVECTION ET MODELISATION*

Rétrospectivement, je m'interroge aussi sur la qualité apparemment supérieure des bilans réalisés au cours de l'expérience GATE vingt ans auparavant. Est-ce fortuit? La mauvaise qualité des champs de vapeur d'eau des sondages de COARE est-elle la grande fautive dans cette histoire?

Les méthodes plus sophistiquées de type variationnel développées par Zhang et al. (1997) permettent en théorie de limiter ces problèmes de dérive énergétique. Cependant, mon expérience de ce type de produit (qui se limite à des conditions environnementales continentales) est qu'il détériorait considérablement les structures diurnes apposées par les processus physiques (Guichard et al. 2004). On peut imaginer des méthodes plus simples qu'il reste à mettre en oeuvre.

Finalement, au delà de ce constat qui peut sembler un peu mitigé sur le point très spécifique de l'énergétique des simulations, je pense que les données de TOGA-COARE et ses bilans ont fourni un matériau précieux. Au cours des deux dernières décennies, ils ont guidé le développement de nombreux questionnements autour de la convection, sa modélisation, qu'elle soit explicite comme paramétrée. L'utilisation de ces données perdure d'ailleurs. Je discute quelques uns de ces aspects en II.6 et II.7, après une présentation rapide de quelques résultats d'inter-comparaison de CRMs dans la section suivante.



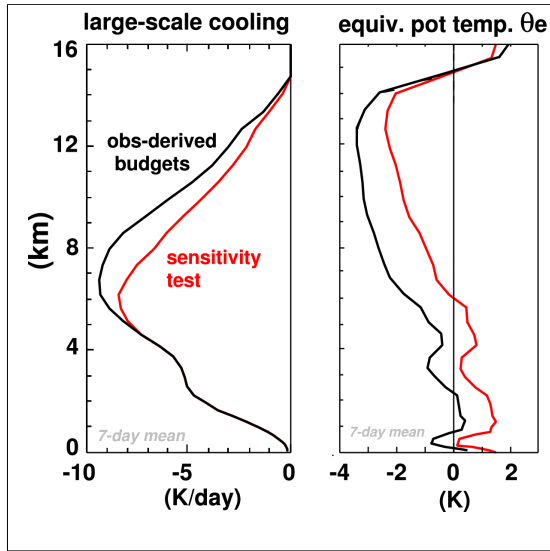
**Figure II.16:** (a) comparaison de séries temporelles de flux radiatifs atmosphériques nets sur la zone pour laquelle sont présentés les bilans des Figs. II.14 et II.15; les plages grisées dessinent l'enveloppe (minima,maxima) des valeurs obtenues en combinant plusieurs estimations satellitaires et de surface (à un pas de temps de 3h) et la courbe noire correspond au "résidu radiatif" déduit des bilans suivant  $F_{rad} = c_p \cdot \pi < \partial \theta_e / \partial t - (\partial \theta_e / \partial t)_{LS} > - H - L_v \cdot E$  (cf Eqn E II.6, avec un pas de temps de 6h). L'enveloppe est généralement plus resserrée de nuit car les estimations satellitaires d'OLR sont plus proches entre elles que celles de flux solaire réfléchi au sommet de l'atmosphère.

(b) montre le refroidissement de la colonne atmosphérique causé par les processus radiatifs calculé à partir des différentes estimations de  $F_{rad}$ . On voit que l'estimation comme résidu des bilans conduit à un léger réchauffement alors que toutes les estimations plus directes indiquent un refroidissement (le plus faible était suspecté d'être trop faible).

(c) compare le flux radiatif net simulé par le CRM (courbe rouge) avec la même enveloppe d'estimations qu'en (a). Le CRM produit un cycle diurne trop régulier et ne reproduit pas bien la variabilité observée d'un jour, le flux infra-rouge net est aussi sur-estimé mais il s'approche cependant plus de l'enveloppe grise que le résidu des bilans.

(source: Guichard et al. 2000 sauf le panneau (c) qui utilise les résultats d'une simulation présentée dans cet article)





**Figure II.17:** exemple de sensibilité de la simulation CRM aux advections de grande échelle. La figure de gauche indique la différence, en moyenne sur sept jours, entre les deux advections appliquées, et celle de droite montre les biais en  $\theta_e$  des deux simulations. (Source: adapté de Guichard et al. 2000)

Les deux advections diffèrent au dessus de 5 km mais les  $\theta_e$  sont distinctes sur toute la colonne atmosphérique, du fait du mélange par l'activité convective. Le biais froid (en  $\theta_e$ ) est plus faible avec une advection réduite (courbe rouge) mais les gradients verticaux sont similaires et l'atmosphère simulée présente le même profil un peu trop instable dans les deux simulations.

### 5) Inter-comparaison de CRMs

#### (i) *La mise en oeuvre*

Les inter-comparaisons de simulations explicites de convection par CRMs ont été peu nombreuses. Un apport majeur des projets GCSS (Browning et al. 1993), EUCREM ou EUROCS est d'avoir procuré le cadre approprié à de telles études et, plus concrètement, d'avoir défini plusieurs (cas de) simulations qui ont donné lieu à de nombreux travaux ultérieurs, avec des CRMs, mais aussi des modèles paramétrés, parfois en synergie.

Ce n'était pas à priori évident. Lorsqu'il s'agit de définir un cas d'étude, de nombreux éléments pratiques rentrent en jeu: les capacités des différents modèles, leurs paramétrisations (e.g. intègrent-ils une paramétrisation du rayonnement? de la microphysique froide?), les types de conditions initiales et limites développées, l'accès au temps calcul des participants. En 2010, le modèle MésoNH peut être utilisé dans une variété de configurations mais ça n'était pas le cas (et ça ne l'est toujours pas) pour un grand nombre de modèles de type CRM. En effet, pour une bonne part, ils avaient été développés pour étudier des ensembles de nuages de manière statistique dans une démarche proche de celle utilisée en convection peu profonde avec des LES (Krueger 1988, Gregory et Miller 1989, Held et al. 1993), de manière indépendante des CRMs utilisés pour étudier des systèmes convectifs (Klemp et Rotunno 1983). En revanche, et contrairement à ces derniers, ils ont été dotés plus tôt de paramétrisations microphysiques et radiatives relativement sophistiquées.

Ces considérations conduisent forcément à des compromis puisque la difficulté n'est pas de développer le modèle le plus performant possible mais justement de rassembler des modèles dont on pense qu'ils sont capables, au premier ordre, de simuler les grands traits de situations convectives que l'on veut reproduire. Cet exercice permet alors d'esquisser quelques limites à ce qu'on peut raisonnablement attendre de ces modèles. Même si probablement à un degré moindre que des GCMs, les CRMs présentent de fortes disparités concernant les choix numériques (variables pronostiques, schémas d'advection, traitement de la diffusion...) et les paramétrisations physiques (turbulence, rayonnement, microphysique, surface). En revanche, dans le cadre d'une inter-comparaison, il me semble essentiel que les conditions initiales et limites soient les plus semblables possibles afin de pouvoir se concentrer sur les autres sources de différences. En pratique, j'ai constaté que cette exigence se heurte à des difficultés pratiques de plus en plus grande avec la complexité des modèles employés.

J'ai participé à plusieurs exercices d'inter-comparaison de CRM, avec des degrés divers d'implication, depuis la participation jusqu'à la coordination, principalement avec le modèle comeNH (Krueger 1997, Redelsperger et al. 2000, Xu et al. 2002, Guichard et al. 2004). Ce travail en collaboration avec d'autres modélisateurs m'a permis de me forger une opinion plus étayée du modèle que j'utilisais (globalement plus positive qu'elle ne l'était auparavant) et, plus généralement, de la modélisation de type CRM. Je pense d'ailleurs qu'il serait instructif d'utiliser ce type de cas d'étude plus systématiquement lorsque de nouvelles versions de modèles type mesoNH sont préparées. Le même constat vaut pour le pendant LES et la batterie existante de cas d'inter-comparaisons bien documentés. Ci dessous, je reviens sur quelques résultats de ces études.

#### (ii) *Quelques exemples*

##### *Une ligne de grains tropicale océanique*

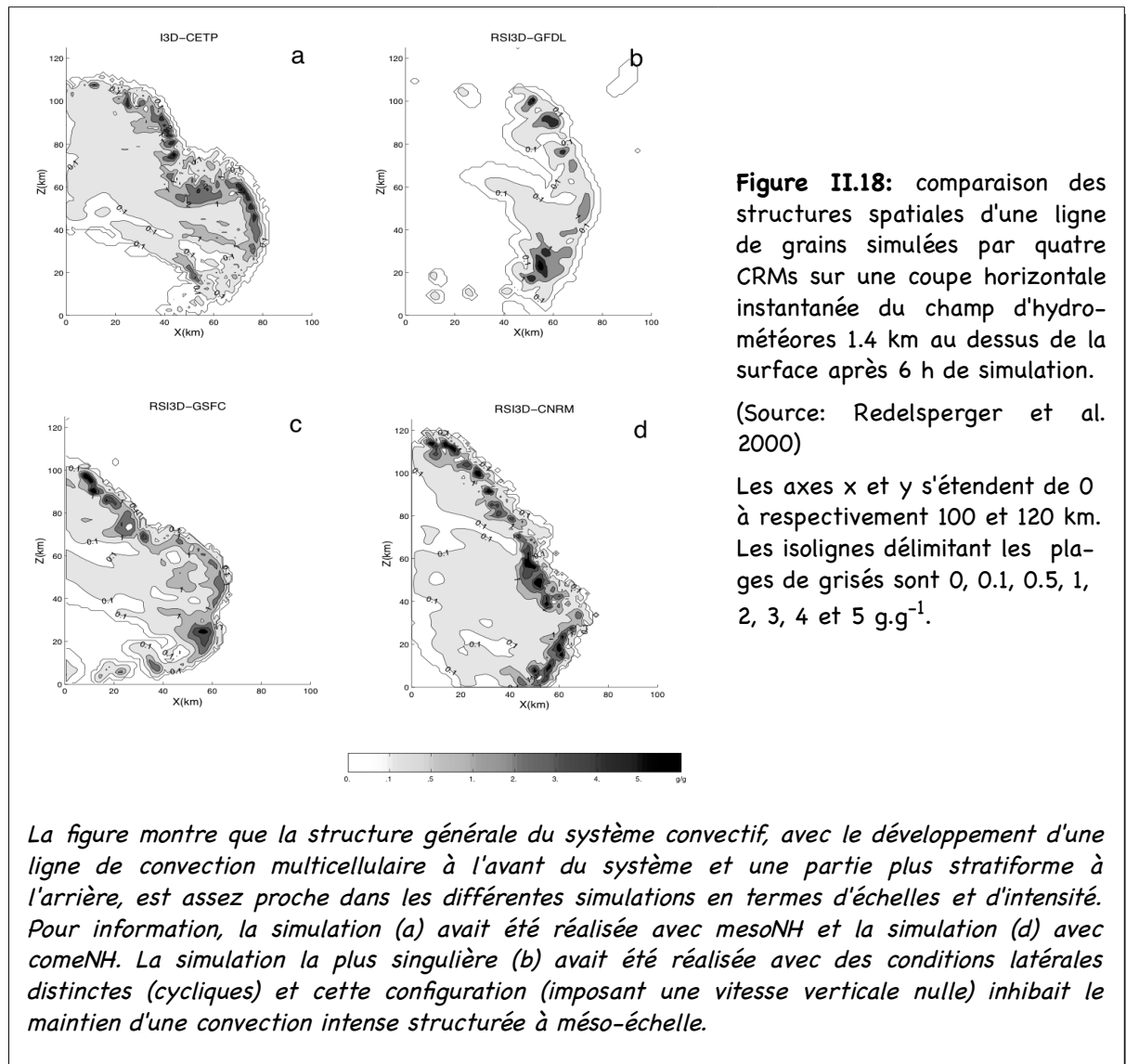
L'étude de Redelsperger et al. (2000) est la première à fournir une comparaison détaillée de la simulation par plusieurs CRMs d'une ligne de grains *observée*. Elle se concentre sur la morphologie du système convectif et son impact à plus grande échelle. Il s'agissait de reproduire une ligne de grains dans sa phase mature et la méthodologie employée est du même type que celle présentée par Caniaux et al. (1994). La figure II.18 illustre le degré de concordance que l'on peut attendre entre CRMs pour

## II. CONVECTION ET MODELISATION

une simulation de ce type. Plus généralement, cette étude a permis de généraliser des résultats obtenus préalablement de manière éclatée concernant l'importance :

- ✓ des conditions limites latérales, soit un constat qui renvoie à celle de la nature des interactions entre la convection et son environnement à plus grande échelle;
- ✓ des processus microphysique en phase glace pour structurer la convection à méso-échelle;
- ✓ de la configuration tri-dimensionnelle versus bi-dimensionnelle sur l'évolution du cisaillement de vent.

On notera qu'une partie des différences observées entre simulations s'expliquait par celles du champ de vitesse verticale qui se développait distinctement dans chacune d'elle *en réponse* à la convection simulée à l'intérieur du domaine. Cette inter-comparaison, particulièrement exigeante, documentait ainsi la sensibilité des circulations se développant à plus grande échelle aux choix numériques et aux paramétrisations physiques.

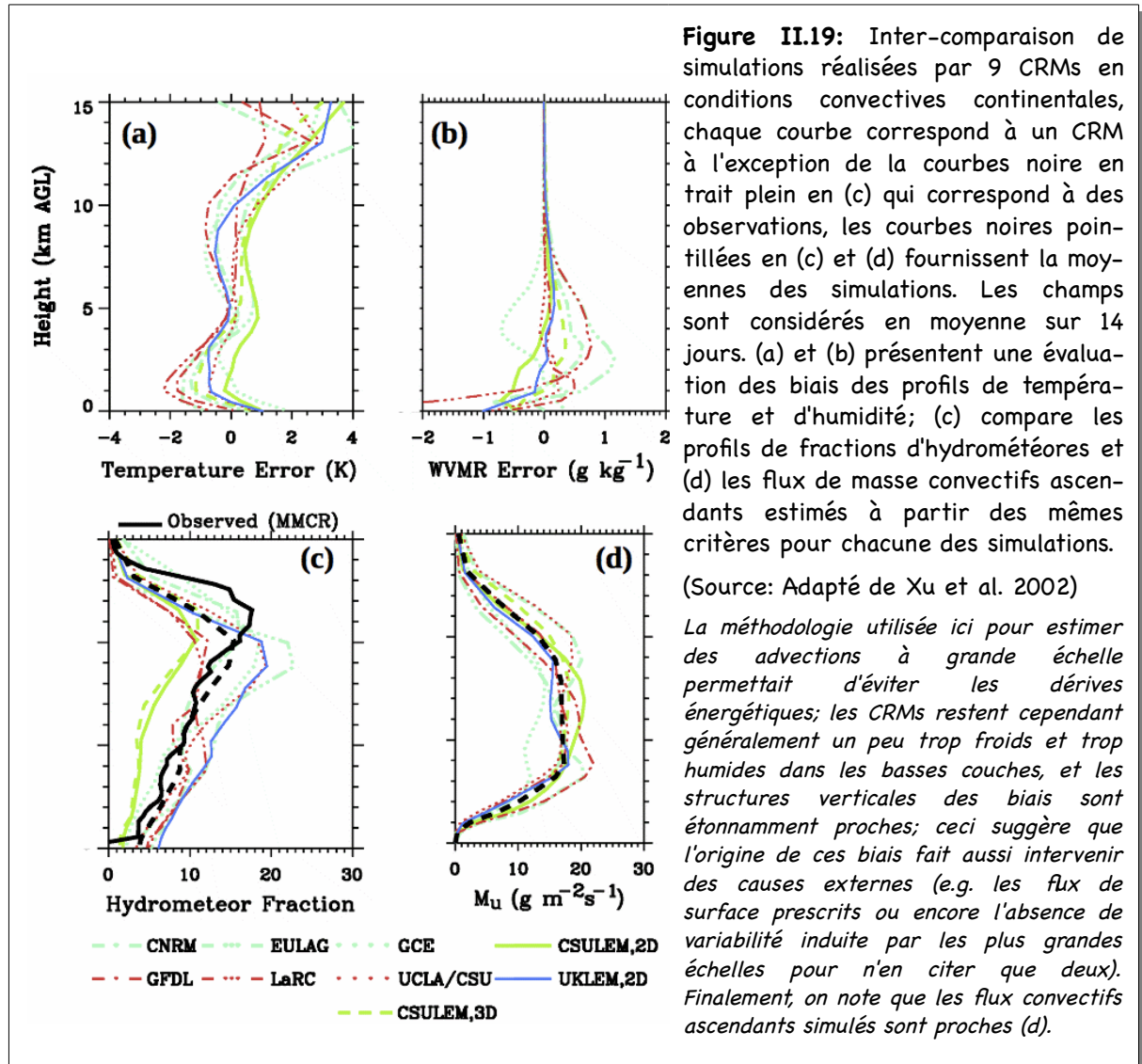


Bien que dans un registre très différent, cette configuration de modélisation s'apparente dans l'esprit à celle proposée par Sobel et Bretherton (2000) pour réaliser des simulations d'équilibre convection-rayonnement en mode uni-colonne SCM. Ces auteurs proposent de ne plus imposer une vitesse verticale de grande échelle, qu'elle soit choisie ou non nulle, mais une température. Les échelles de temps considérées sont cependant beaucoup plus grandes, de l'ordre du mois ou plus.

## II. CONVECTION ET MODELISATION

### Situations convectives sur continent

L'inter-comparaison de CRMs présentée par Xu et al. (2002) est complémentaire de la précédente en ce sens que le contexte de grande échelle est prescrit en suivant la méthodologie proposée par Grabowski et al. (1996) appliquée à des simulations couvrant une période de deux semaines. De plus, les CRMs étaient pour la première fois utilisés de manière collective dans un environnement continental (les grandes plaines américaines) documenté par les données de l'expérience ARM. Le phasage temporel des événements convectifs simulés était de qualité variable<sup>14</sup>, dans un contexte d'initiation de la convection tout à fait différent de celui rencontré sur océan tropical. Néanmoins, la figure II.19 montre qu'en moyenne sur de plus longues périodes, les CRMs fournissaient des résultats intéressants, et une dispersion faible. Comparées aux simulations réalisées avec les mêmes modèles dans l'environnement tropical océanique de TOGA-COARE (Krueger 1997), ces nouvelles simulations produisaient bien les distinctions de base attendues, notamment un flux de masse convectif descendant plus puissant.



### comparaisons CRMs-SCMs

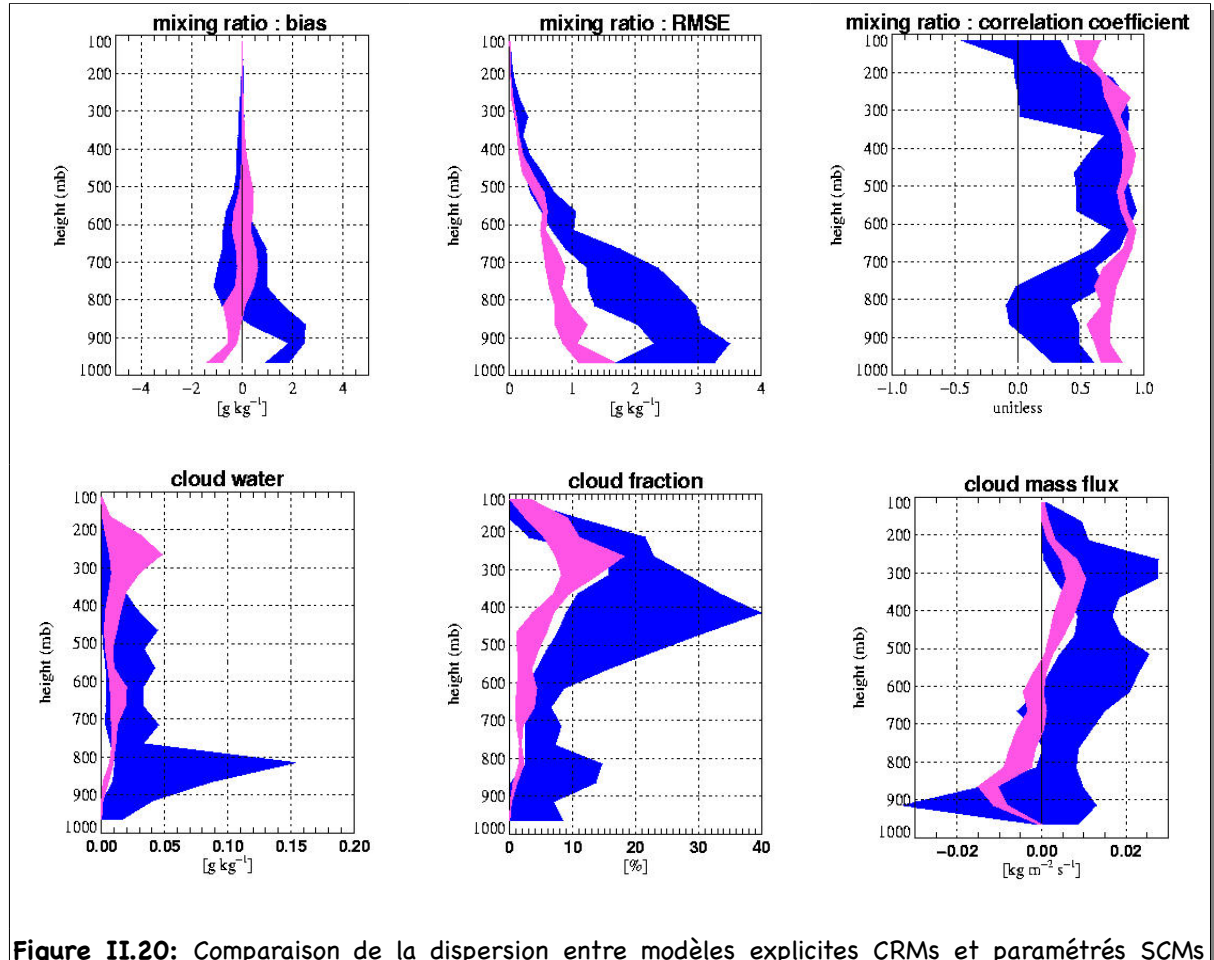
Ces inter-comparaisons de CRMs se sont souvent accompagnées d'inter-comparaisons de modèles paramétrés uni-colonnes (SCMs) des mêmes cas d'études. Par exemple, Bechtold et al.

<sup>14</sup> Un problème en partie relié à la méthodologie mise en oeuvre.

## II. CONVECTION ET MODELISATION

(2000) analysent les résultats des simulations SCMs de la ligne de grains présentée par Redelsperger et al. (2000). J'ai participé avec David Gregory à cette inter-comparaison de SCM pour laquelle nous utilisons le SCM de l'ECMWF<sup>15</sup>. Ce cas d'étude de ligne de grains nous a d'ailleurs servi de référence pour analyser comment le schéma de convection et de nuages du SCM se répartissaient les tâches pour simuler une convection organisée en système de méso-échelle (Gregory et Guichard 2002).

Guichard et al. (2004) analyse conjointement une simulation de cycle diurne de la convection sur continent par des CRMs et des SCMs. On voit alors que lorsque des modèles uni-colonne SCMs et des CRMs sont utilisés dans une configuration strictement identique, la dispersion entre simulations SCMs est beaucoup plus importante qu'entre simulations CRMs (e.g., Fig. II.20).



**Figure II.20:** Comparaison de la dispersion entre modèles explicites CRMs et paramétrés SCMs employés dans le cadre du programme EUROCS (simulations d'une durée de quatre jours dans le même environnement continental que discuté précédemment). Le panneau du haut présente les profils des biais, d'erreur quadratique moyenne et de corrélation du champ de rapport de mélange de vapeur d'eau. Les enveloppes délimitent les valeurs minimales et maximales des simulations pour chaque niveau, en rose pour les CRMs et en bleu pour les SCMs. Le panneau du bas, avec les mêmes conventions présente les profils d'eau liquide (gauche), de fraction nuageuse (droite) et du flux de masse convectif net (droite) qui sont des quantités plus difficilement observables mais d'importance en termes de paramétrisation de la convection nuageuse.

(Source: rapport EU EUROCS (2003); résultats issus du cas d'inter-comparaison de simulations du cycle diurne de la convection sur continent (Guichard et al. 2004))

*Cette figure montre que les CRMs fournissent de meilleures réalisations que les SCMs du champs de vapeur d'eau et de ses fluctuations, des nuages et de la convection profonde.*

<sup>15</sup> Lors de mon séjour de quelques mois à l'ECMWF dans le cadre du projet EUCREM en 1998.

### (iii) Acquis et directions futures

Ces différentes inter-comparaisons de CRMs (et de SCMs) ont certainement aidé à **asoir des méthodologies**, ou approches, **de modélisation de la convection** qui sont **maintenant beaucoup plus exploitées qu'il y a vingt ans**. L'état de l'art ainsi dessiné représente aussi un investissement important, en particulier pour les coordonnateurs de cas d'étude, je l'ai pleinement constaté au cours du projet EUROCS (Guichard et al. 2004). Au delà, ces inter-comparaisons ont aidé à la réalisation de nombreuses études menées en parallèle, analyse de processus avec un CRM, développement ou amélioration de paramétrisations... (e.g., Bechtold et al. 2001, Gregory et Guichard 2002, Chaboureau et al. 2004, Yano et al. 2004, Yano et al. 2005, Piriou et al. 2007 pour ne citer que celles dans lesquelles je me suis investie et dont je présente certains résultats en II.6 et II.7). Les cas d'études développés sont d'ailleurs encore utilisés (e.g., Rio et al 2009).

Je me suis beaucoup moins impliquée dans cette activité d'inter-comparaisons de CRMs et SCMs au cours des dernières années pour diverses raisons, pratiques autant que thématiques. J'ai par contre activement contribué à la mise en place de l'inter-comparaison de modèles de grande échelle sur l'Afrique de l'ouest AMMA-MIP (Hourdin et al. 2009). J'ai aussi co-encadré avec Olivier Bock un travail d'inter-comparaison du cycle de l'eau fourni par différentes ré-analyses sur l'Afrique de l'Ouest, travail mené par Rémi Meynadier dans le cadre de sa thèse (Meynadier et al. 2010b). Finalement, j'ai récemment mené une inter-comparaison de modèles de méso-échelle (Guichard et al. 2010) dans un contexte très différent, impliquant des modélisateurs pour la plupart non spécialistes des processus convectifs. Cette étude illustre comment la simulation d'un système convectif tropical par un modèle méso-échelle 'à visées réalistes'<sup>16</sup> reste un exercice semé d'embûches à des échelles de temps de la journée. En premier lieu, les résultats sont généralement sensibles à l'analyse ou la réanalyse employée pour initialiser le modèle et fournir les conditions limites, et ce indépendamment de considérations de résolutions spatiales et du choix d'utiliser ou non une paramétrisation de la convection<sup>17</sup>. Cette sensibilité peut se manifester par des décalages spatio-temporels de plusieurs heures et plusieurs centaines de kilomètres des éléments convectifs simulés, tout autant que par des cumuls de pluie ou des couvertures nuageuses hautement variables. La confrontation à la *réalité* observée s'avère ainsi parfois complexe. Est-il vraiment fondé de considérer que le système convectif simulé est le même que celui observé lorsqu'ils sont séparés par de tels écarts dans le temps et l'espace et initiés par des mécanismes éventuellement différents?

Ces expériences récentes, comme celles plus anciennes avec MM5 (Guichard et al. 2000, voir II.7.1), me confortent dans l'idée qu'il reste nécessaire de développer des approches simples permettant d'inter-comparer les modèles et les paramétrisations sur des aspects spécifiques et critiques tels que la pertinence des facteurs de déclenchement de la convection, la formulation des interactions entre turbulence de basses couches et convection nuageuse, la sensibilité de l'intensité de la convection aux conditions environnementales.

L'utilisation de CRMs en mode équilibre convection-rayonnement est maintenant plus répandue pour aborder des questions de nature climatique telles que la sensibilité de la distribution des intensités de pluies (et ses extrêmes) aux conditions de surface (Muller et al. 2010) ou encore aux concentrations de CO<sub>2</sub> (Romps 2010). Ces approches, même si elles ne documentent que des rétro-actions 'locales' me semblent intéressantes. Il serait néanmoins utile de préciser la sensibilité des résultats obtenus aux configurations des simulations et aux paramétrisations physiques mises en jeu (turbulence, rayonnement, microphysique). On peut penser que ces dernières constituent un élément relativement sensible pour des questions de cette nature.

---

<sup>16</sup> i.e. qui a pour objectif de reproduire le plus précisément possible une situation observée dans toute la complexité et qui se rapproche par la méthodologie mise en oeuvre de la prévision numérique du temps.

<sup>17</sup> J'ai constaté que cette situation conduit souvent à un *glissement* tel que des études de sensibilité à l'analyse ou réanalyse employée pour les conditions initiales et limites ont tendance à se substituer aux objectifs initialement poursuivis. Même si de telles études sont informatives, les enseignements pratiques qui en découlent sont parfois peu généralisables voire rapidement caduques, dans un contexte où modèles et analyses sont eux même l'objet de transformations rapides menées indépendamment.

Je pense aussi à la simulation de la convection sur continent qui reste un parent pauvre des inter-comparaisons de modèles CRMs et SCMs mais pourrait s'envisager avec des CRMs dotés d'une surface améliorée et fonctionnant de préférence avec une haute résolution. D'un point de vue climatique, les taux extrêmes de précipitation et leur sensibilité aux conditions de surface revêt une importance accrue sur continent du fait des dégâts qu'ils engendrent (inondations, glissements de terrains, ...).

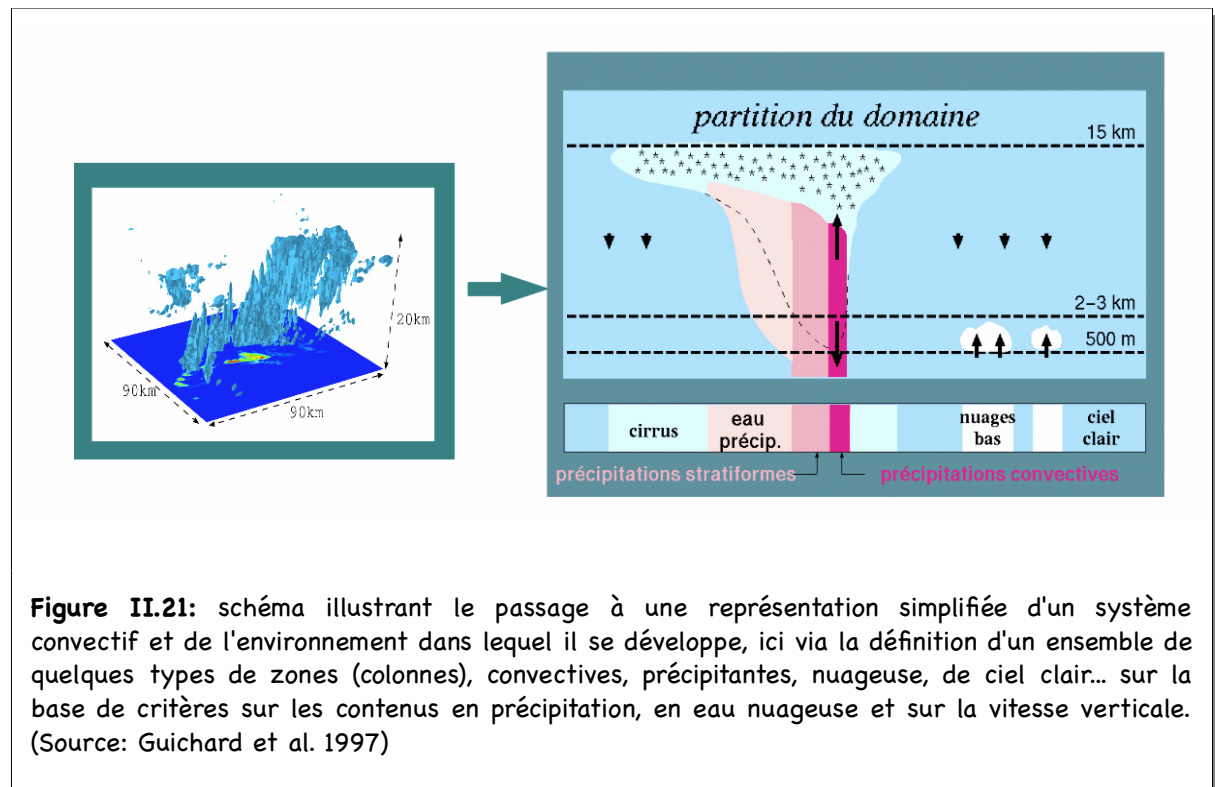
Or, les systèmes convectifs qui se développent sur les continents sont différents de ceux rencontrés au dessus des zones océaniques tropicales (e.g. les lignes de grains sahéliennes); il en va de même de leurs environnements respectifs (e.g. leurs structures verticales, une humidité relative et un ennuagement souvent moindre, une contribution plus importante des processus turbulents 'secs'). Les sensibilités à la SST telles que celles présentées par Muller et al. (2010) sont très probablement distinctes de sensibilités à des températures de surface continentales, et plus généralement de sensibilités à des conditions de surface continentale; e.g. à l'albédo, au type de sol et à la végétation, propriétés auxquelles sont associées des différences de température et d'humidité du sol.

Finalement, il me semble aussi que des inter-comparaisons de ce type devraient désormais s'appuyer sur des études amont plus poussées. Pour la convection peu profonde sur océan, de telles considérations ont aidé à définir, documenter et caractériser des *régimes* et des *transitions d'un régime à l'autre* (e.g. régimes de cumulus d'alizés et de stratocumulus) jusqu'à des échelles intéressant le climat (Meideiros et al. 2005, Stevens et al. 2007, Zhang et al. 2009, Sandu et al. 2010). Je pense que **l'étude de la convection sur continent bénéficierait certainement d'une attention particulière portée à ces questions de régimes**. Les observations montrent que la convection sur continent présente des formes très variées; suivant le lieu et la saison elle apparaît plus ou moins structurée à méso-échelle et persistante, plus ou moins intense, plus ou moins nuageuse et précipitante. De telles considérations conduiraient à un cadrage plus pertinent de cas d'étude et permettrait de les positionner dans une perspective plus large. Je pense ici (i) aux transitions mise en jeu dans le développement de convection diurne dont on sait peu de choses (e.g. leurs sensibilités aux conditions environnementales de grande versus de méso échelles), et (ii) aux mécanismes distincts susceptibles de piloter la convection profonde en zone humide versus en zone aride. Les jeux d'observations et les outils de modélisation maintenant disponibles offrent la possibilité d'attaquer ces questions.

### 6) Simulations de la convection tropicale sur océan: l'intensité convective et ses implications

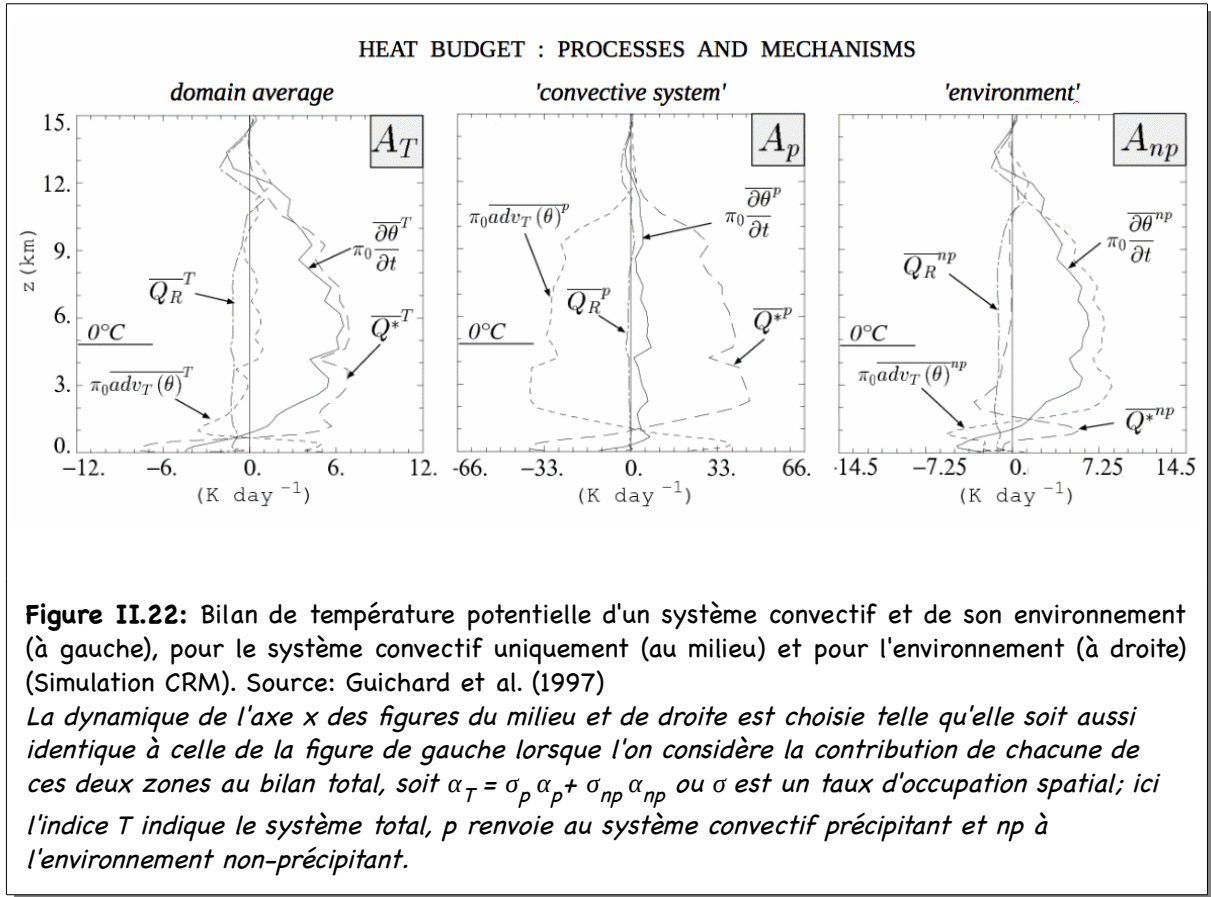
Au cours d'une période qui s'étale de 1992 à 2005, j'ai mené et participé à des études s'appuyant principalement sur des simulations CRM de convection profonde tropicale sur océan. L'objectif sous-tendant la plupart de ces travaux était d'analyser les situations simulées en termes d'éléments potentiellement exploitables pour les représentations (paramétrisations) de la convection à plus grande échelle.

Ces considérations m'ont tout d'abord conduit, pendant ma thèse, à définir des *zonages* des situations convectives simulées explicitement en groupant séparément les colonnes convectives, précipitantes, nuageuses, claires... (Fig. II.21). Le système obtenu est alors formellement assez proche des décompositions mises en oeuvre dans les schémas de convection dits en *flux de masse*. Par exemple, la colonne rouge dans cette figure peut être interprétée comme une analogue à la cellule convective générique mise en oeuvre dans un schéma de convection en flux de masse dit 'bulk' (par opposition à un schéma considérant tout un spectre de cellules convectives).



On vérifie d'ailleurs assez bien pour le champ de température les hypothèses de base sous tendant ces schémas, jusqu'à des échelles de temps très courtes, inférieures à l'heure; à savoir, une convection intense n'occupant qu'une portion très restreinte de l'espace (quelques %), siège des dégagements de chaleur latente, eux mêmes contre-balançés par la circulation convective moyenne. Le réchauffement net du système s'opère lui principalement via les circulations compensatoires qui se développent dans l'environnement du système convectif (Fig. II.22). Ces hypothèses s'avèrent plus discutables pour le champ de vapeur d'eau, dont l'équilibre est réalisé à des échelles de temps et d'espace plus longues.





Plus généralement, la mise en place de diagnostics d'analyse de simulations de ce type s'est révélée utile à de nombreuses reprises tout au long du travail que j'ai réalisé ensuite, pour analyser des mécanismes ou travailler sur des (questions de) paramétrisations. C'est d'ailleurs un atout spécifique à la modélisation que de permettre un 'décorticage' systématique de simulations, d'où la dénomination de *laboratoire numérique*.

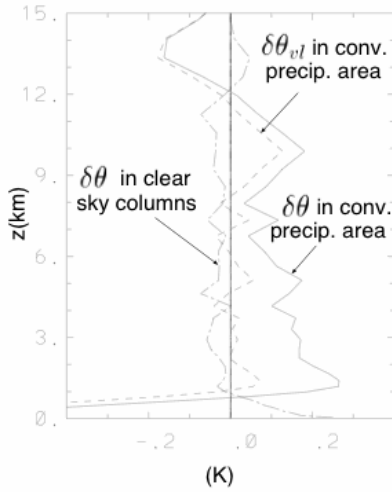
C'est aussi un aspect en quoi la modélisation se distingue fondamentalement de l'observation. Il n'est certainement pas approprié de tirer des conclusions fortes lorsqu'elles sont basées sur l'interprétation d'un résultat issu de simulation numérique et que cette interprétation peut-être infirmée ou confirmée simplement<sup>18</sup> en décortiquant plus précisément la simulation. Je pense par exemple aux bilans et aux processus qui les composent. Indépendamment de la faiblesse ou de la qualité d'une simulation (qui correspond à une question bien distincte), il est en théorie possible d'accéder à ces informations de bilan - la portée de ces informations dépend elle de la pertinence de la simulation qui va au delà de notions de *qualité*. L'analyse d'observations par contre s'enrichit considérablement d'une interprétation des données, puisque les données sont par nature souvent partielles et incomplètes, bien qu'essentielles et précieuses. Au delà des évolutions instrumentales, on peut considérer que les données fournissent nos *références* de base à la réalité, ce qui n'est pas l'objet de la modélisation puisqu'elle repose sur une conceptualisation et une simplification de la réalité. Les données suscitent aussi souvent les premiers questionnements scientifiques par la réalité qu'elles documentent.

Ci-dessous, je discute un trait particulier de ces simulations de convection tropicale océanique sur lequel je me suis penchée à plusieurs reprises et qui me semble important.

<sup>18</sup> Lorsque ce n'est pas fastidieux dans la pratique.

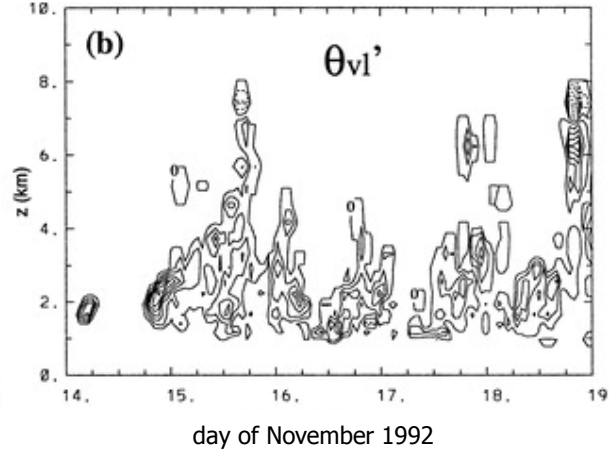
## II. CONVECTION ET MODELISATION

anomalie moyenne de  $\theta$  et  $\theta_{vl}$  en zone convective et de  $\theta$  en ciel clair (moyenne sur 2h)



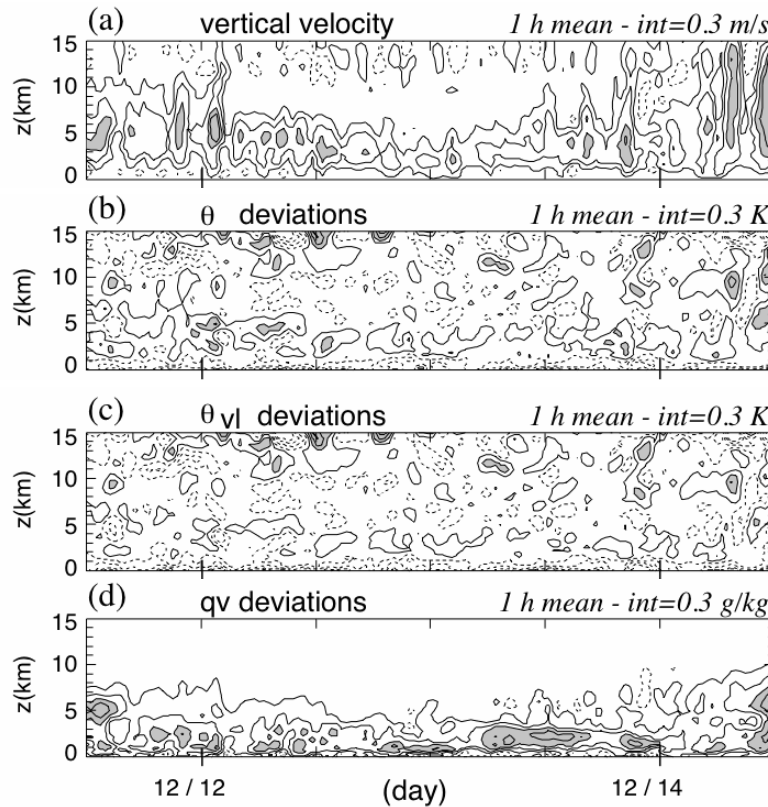
adapté de Guichard et al. (1997p)

anomalie moyenne de  $\theta_{vl}$  des cœurs convectifs ascendants ( $w > 1m.s^{-1}$  et en zone convective)



Redelsperger et al. (2002)

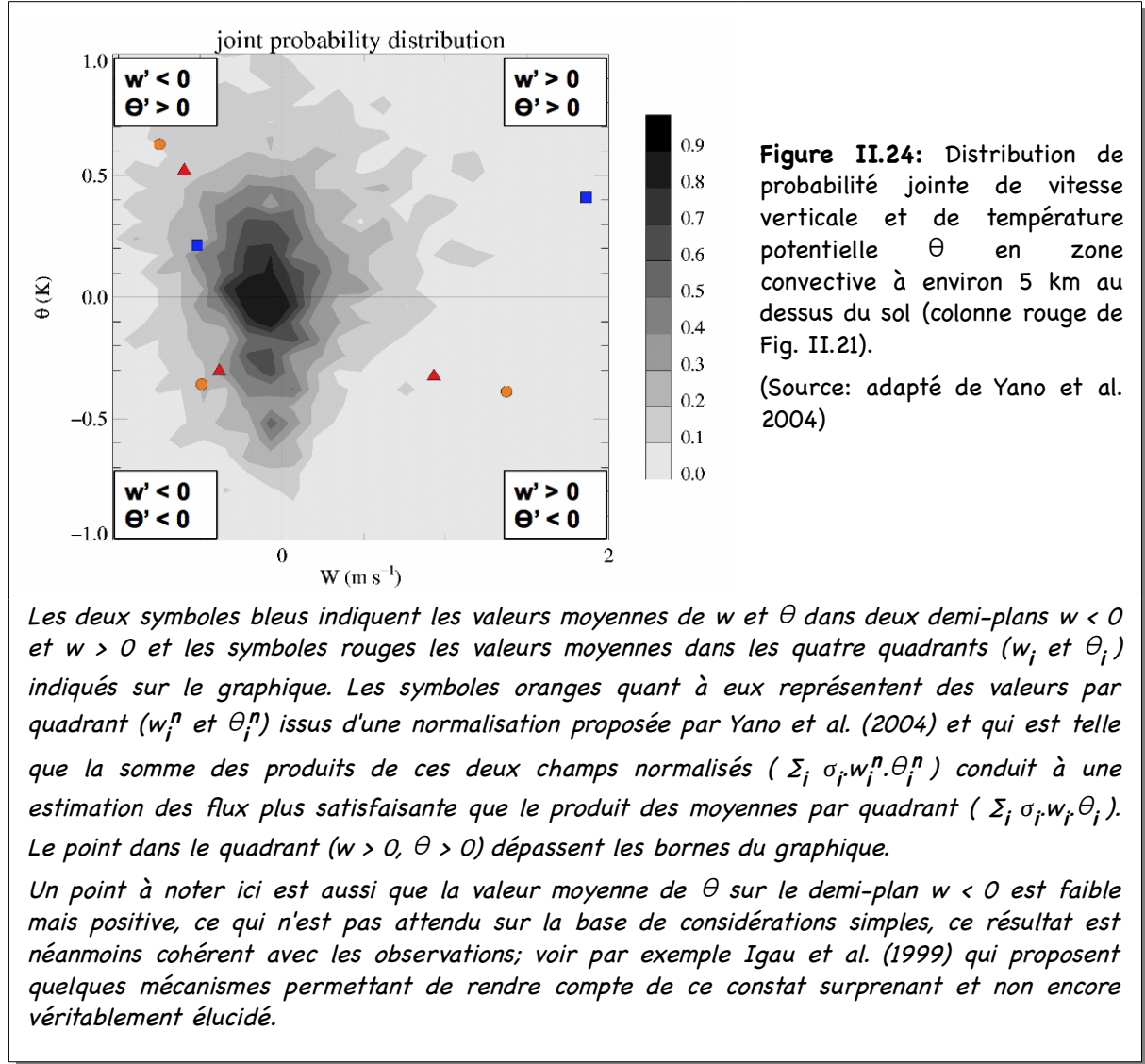
anomalie moyenne de  $w$ ,  $\theta$ ,  $\theta_{vl}$  et  $q_v$  en zone convective



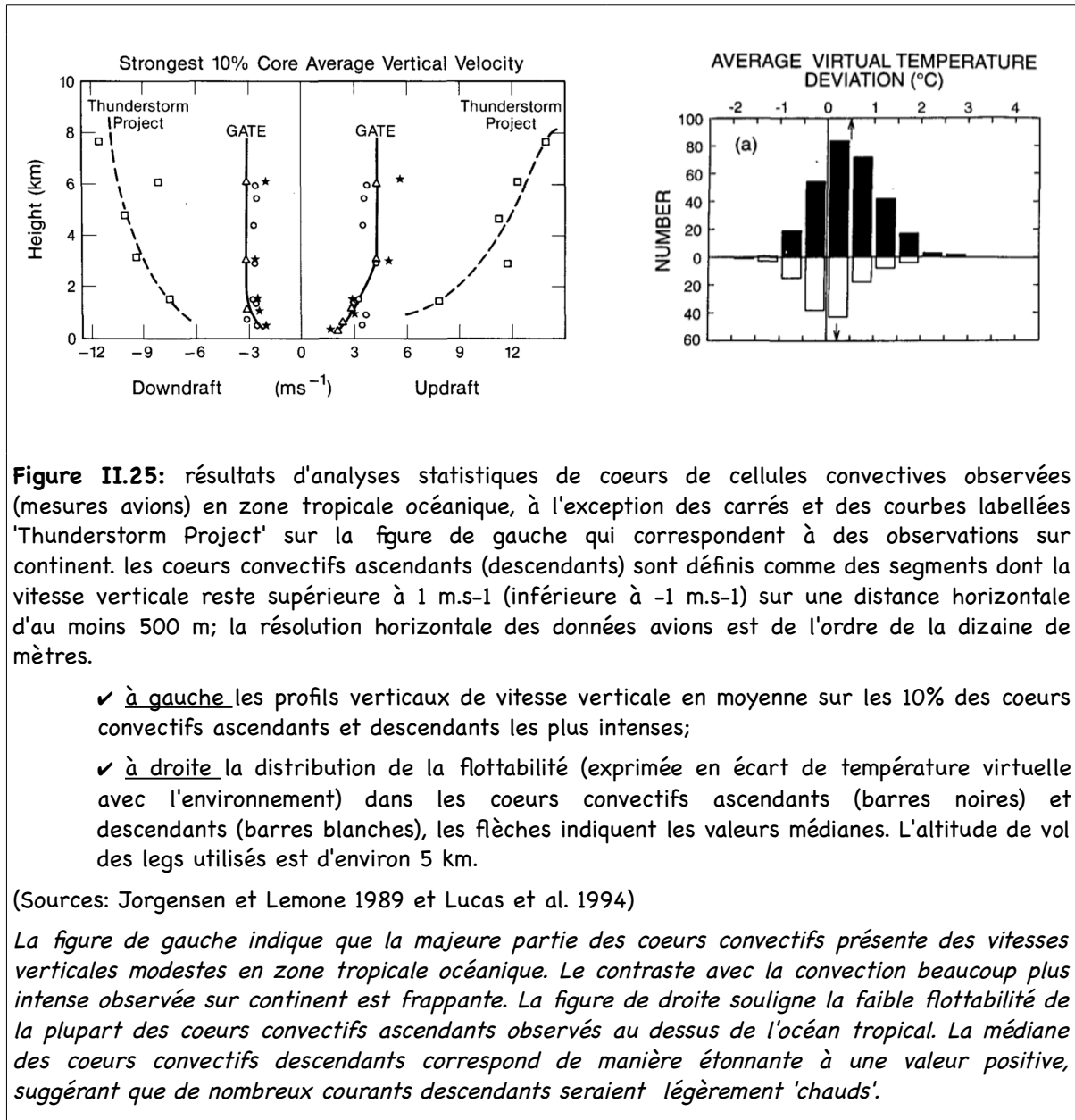
Guichard et al. (2000p) avec les simulations présentées par Guichard et al. (2000)

**Figure II.23:** Résultats de simulations de différentes situations de TOGA-COARE, les figures illustrent des anomalies de température potentielle  $\theta$ , de température potentielle virtuelle liquide  $\theta_{vl}$ , de vitesse verticale  $w$  et d'humidité spécifique  $q_v$  en zone convective. On notera que les portions convectives sont sélectionnées par des critères distincts d'un cas à l'autre. Ils illustrent le fait que les anomalies de flottabilité simulées sont faibles, et ce d'autant plus qu'elles sont exprimées en  $\theta_{vl}$  au lieu de  $\theta$ . (diagramme en haut à gauche et panneaux du bas). Ces derniers montrent que les anomalies de  $q_v$  sont plus directement couplées à celles de  $w$  que celles de  $\theta_{vl}$ .

Un caractère récurrent à ces simulations était la relativement faible intensité de l'activité convective simulée, telle qu'elle se manifestait dans les propriétés des cellules convectives (vitesse verticale et flottabilité) – pour une convection se développant *sur océan* exclusivement (malgré des CAPE fortes, e.g. Yano et al. 2005). La cellule convective générique résultante (colonne rouge de la Fig. II.21) ne possédait plus qu'une flottabilité très marginale. Ces caractéristiques sont illustrées sur les figures II.23 et II.24 qui présentent des résultats issus de différentes simulations.



Peu d'observations ont documenté ces caractéristiques de la convection profonde. Cependant LeMone et Zipser (1980), Zipser et LeMone (1980) puis Jorgensen et LeMone (1989) et Lucas et al. (1994) arrivent à cette même conclusion, au moins qualitativement, sur la base d'analyse statistiques de mesures avion réalisées dans des cellules de convection profonde (Fig. II.25). Ces études soulignent aussi les petits diamètres de coeurs convectifs actifs observés (de l'ordre du kilomètre) et suggèrent des relations entre diamètre des cellules et caractéristiques de couche limite (en particulier la hauteur). Il n'était pas vraiment possible de tenter une comparaison directe avec ces études issues d'observations du fait de la résolution marginale utilisée dans ces simulations CRM (de l'ordre du kilomètre). Cette comparaison a été réalisée très récemment par Khaitroudinov et al. (2009) avec un CRM doté d'une résolution horizontale de 100 m. Le très bon accord entre la statistique issue de la simulation CRM et les observations de l'expérience GATE supporte donc nos conclusions passées.

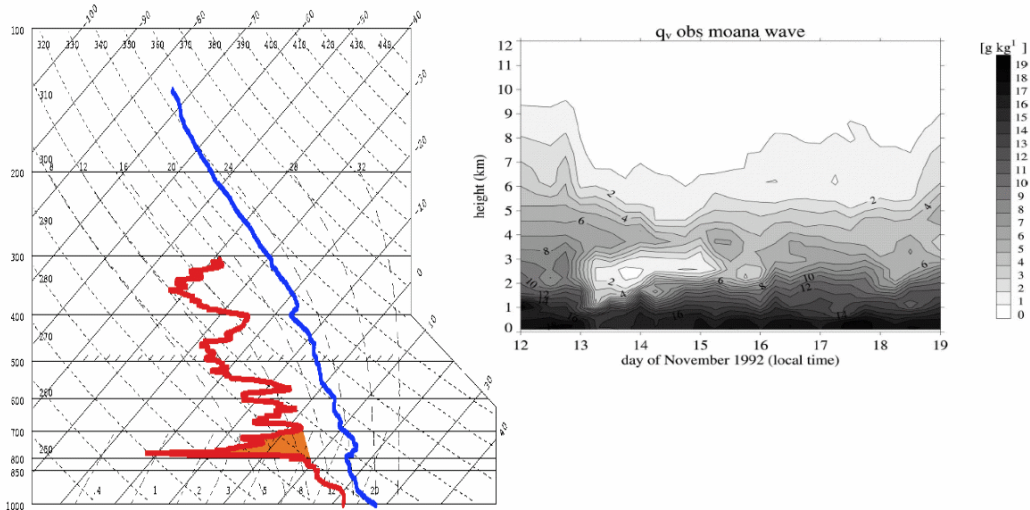


Cette caractéristique spécifique à la convection profonde sur zone océanique tropicale a des implications de différentes natures.

- (a) Tout d'abord des ascendances peu intenses fournissent d'autant plus de *temps* pour la formation de précipitations convectives directement dans les tours convectives; i.e. ces caractéristiques dynamiques d'échelle convective *conditionnent* l'émergence de processus microphysiques parmi tout un ensemble.
- (b) Elle joue également un rôle fondamental au cours des périodes où l'activité convective est moins intense. Ces zones tropicales océaniques sont typiquement des régions chaudes et très humides mais l'expérience COARE avait révélé une réalité plus changeante à des échelles synoptiques. Ces conditions climatiques moyennes sont régulièrement perturbées par des intrusions d'air sec provenant des latitudes tempérées, suite à des déferlements d'ondes de Rossby dans les Tropiques (ces intrusions s'étirent en longs filaments d'une largeur de quelques centaines de kilomètres; elles étaient fréquentes pendant la campagne TOGA-COARE, perturbant les conditions météorologiques plus de 10% du temps, Parsons et al. 2000). L'activité convective diminue considérablement pendant des durées de l'ordre d'une

## II. CONVECTION ET MODELISATION

semaine après une intrusion d'air sec, pour revenir très progressivement à des conditions tropicales plus typiques (voir un exemple Fig. II.26). Pendant ces périodes, les précipitations sont faibles, de nature purement convective, et générées par des nuages isolés de type congestus dont les sommets ne dépassent pas 10 km d'altitude, la température de surface de la mer augmente et les modulations diurnes sont assez marquées.



**Figure II.26:** à gauche, la trace d'une intrusion d'air sec sur un émagramme et à droite l'évolution temporelle des profils d'humidité spécifiques observés au cours d'une semaine, l'intrusion d'air sec a lieu le 13 novembre et des conditions relativement sèches persistent ensuite pendant quelques jours. Les données sont celles de radiosondages lancés depuis le R/V Moana Wave toutes les 6 h, et l'émagramme correspond au sondage du 15 novembre réalisé à 23h heure locale (Source: Redelsperger et al. 2002).

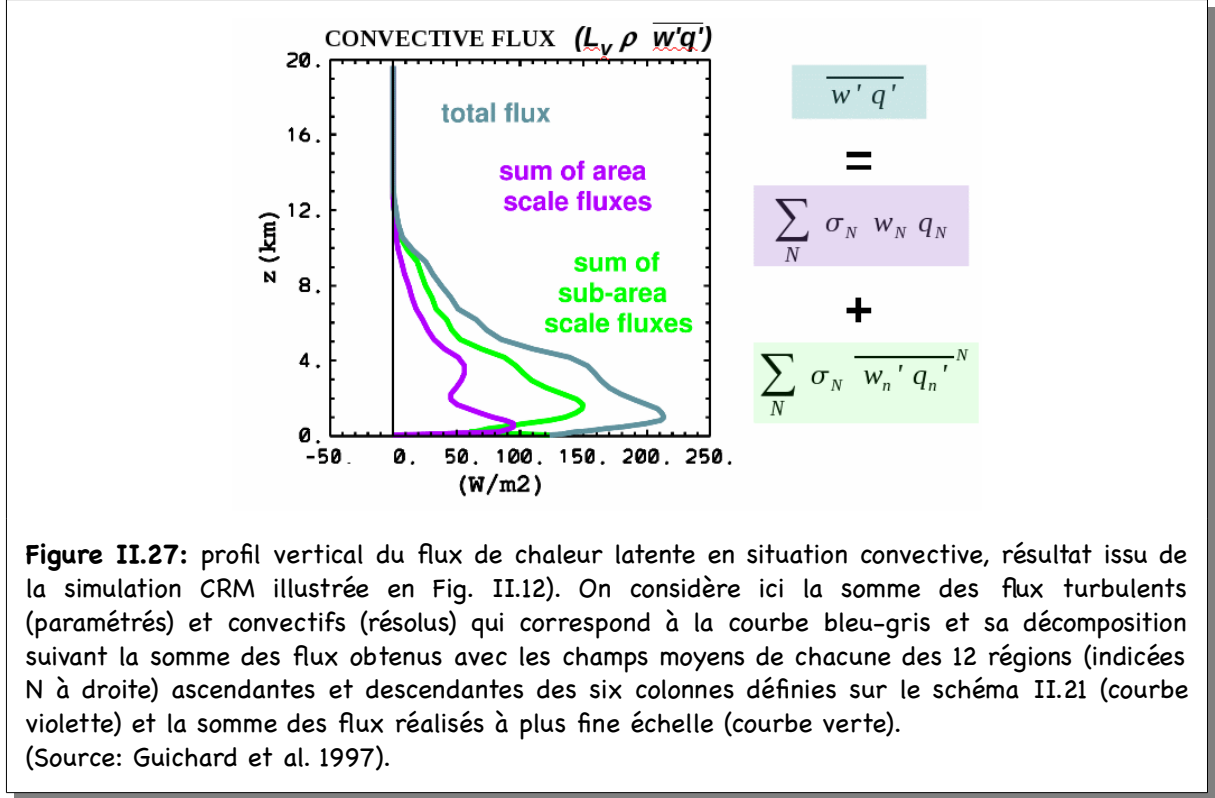
Ce régime particulier est important à des titres divers. En particulier, l'inhibition convective relative prévalant pendant ces phases suivant une intrusion d'air sec conduit à une certaine 'recharge' de l'instabilité convective e.g. telle que mesurée par la CAPE. Ces phases *conditionnent* ainsi les caractéristiques de l'activité convective plus intense qui les suit, via les propriétés qu'elles impriment à l'atmosphère.

Nous avons simulé une période de ce type afin d'identifier les mécanismes effectivement responsables des faibles développements convectifs observés (Redelsperger et al. 2002). Là aussi, il est apparu que la flottabilité en nuage était très faible et que les couches d'air sec interagissaient fortement avec le rayonnement pour générer de petites zones d'inversion de température. Ces inversions légères couplées à la sécheresse relative de l'air troposphérique apparaissaient suffisantes pour stopper l'extension verticale des nuages, compte tenu de leur faible flottabilité.

- (c) Les faibles vitesses verticales et flottabilité des cellules convectives s'accompagnent de flux convectifs réalisés à des échelles vraiment fines (Fig. II.27), soit un résultat convergeant avec ceux beaucoup plus anciens de Warner pour les cumulus de beau temps (Warner 1970). Plusieurs années après, avec Jun-Ichi Yano, nous avons recalculé ce diagnostic, en utilisant de nouvelles simulations réalisées avec MesoNH pour arriver aux mêmes conclusions (Yano et al. 2004).

En termes de paramétrisation, ce résultat indique les limites d'une approche de type bulk considérant un courant ascendant générique. Si ses propriétés moyennes s'approchent de celles obtenues ici par modélisation explicite, la formulation employée conduit à une sous-estimation considérable des flux convectifs. En terme d'impact convectif ( $Q_1$ ,  $Q_2$ ,  $Q_x...$ ), les

conséquences sont probablement minimales pour le champ de température car les dégagements de chaleur latente dominent le bilan ( $Q_1 \approx Q^*$ , cf. Fig. II.15). La situation est tout à fait différente pour la vapeur d'eau, la quantité de mouvement ou encore les espèces chimiques et les traceurs. Je me suis penchée sur ces questions de formulation des transports convectifs à plusieurs reprises. J'y reviens plus en détails dans la section suivante.



- (d) Dans les simulations réalisées, la flottabilité était encore plus faible lorsqu'elle était exprimée de manière plus précise, avec la température virtuelle liquide  $\theta_{vl}^{19}$ , suivant  $\theta_{vl} = \theta (1 + \epsilon q_v + \sum q_\gamma)$  ou  $\sum q_\gamma$  est la somme des rapports de mélange en eau nuageuse et précipitante (Fig. II.23). Ce résultat suggérait que les champs de flottabilité entre les cellules convectives et leur environnement s'équilibraient très rapidement via des mécanismes faisant intervenir la vapeur d'eau (de densité moindre) *et également* les processus microphysiques via la masse de l'ensemble des hydrométéores présents. On arrive ainsi à exprimer une contrainte entre processus thermodynamique et microphysique ( $\theta_{vl} (convectif) = \theta_{vl} (environnement)$ ). Il pourrait être intéressant de préciser les échelles minimales concernées par cette contrainte à l'aide de résultats de simulations haute résolution. Ceci permettrait de mieux cerner si et comment elle pourrait éventuellement être utilisée dans une paramétrisation.

Les caractéristiques convectives discutées ci-dessus correspondent généralement à des *variables internes* d'une paramétrisation de la convection dont l'objectif premier est de déterminer l'impact de la convection à plus grande échelle. Elles s'avèrent importantes dans la mesure où elles peuvent conditionner des fonctionnements et dis-fonctionnements de paramétrisations.

Par exemple, une estimation raisonnable de la vitesse verticale convective semble importante dans le cadre d'un schéma de couplage entre processus convectifs et nuageux faisant intervenir une représentation, même minimale, des processus microphysiques (e.g. Gregory et Guichard 2002).

<sup>19</sup> En fait cette température virtuelle dite 'liquide' intègre aussi la masse des hydrométéores solides.

## II. CONVECTION ET MODELISATION

Une représentation trop approximative des transports convectifs, notamment du mélange latéral, conduit souvent à des structures verticales déformées de la convection et du champ de vapeur d'eau. Le modèle uni-colonne du NCAR par exemple n'arrivait pas à limiter l'extension verticale de la convection profonde lors des phases suivant les intrusions d'air sec et asséchait en bloc l'atmosphère libre via un fonctionnement convectif s'apparentant à celui des 'hot towers' évoquées précédemment. En résumé, ce modèle colonne était *très peu sensible* aux conditions d'humidité prévalant dans la troposphère libre, en désaccord avec l'observation et la modélisation explicite.

Les paramétrisations ne sont heureusement pas des objets figés et plusieurs développements récents visent à intégrer une sensibilité accrue de la convection paramétrée au champ d'humidité troposphérique (e.g. Bechtold et al. 2008). Le sujet n'est certes pas clos, d'où les choix de formulation variés que l'on constate dans les modèles (Del Genio et Wu 2010), cependant, il a beaucoup progressé.

### 7) Paramétrisation de la convection

Améliorer la paramétrisation de la convection est une tâche extrêmement vaste. Les avancées dans ce domaine résultent majoritairement de travaux menés dans la durée (e.g. Hourdin et al. 2002, Grandpeix et Lafore 2010). Ceci suppose de l'expérience, des idées, des échanges scientifiques, et aussi un certain conservatisme ou suivi dans les outils de modélisation, au service d'une méthodologie pas à pas. Dans un modèle de grande échelle, des modifications apportées à une paramétrisation de convection, même lorsqu'elles sont légitimées par des considérations physiques, ne conduisent pas nécessairement à une amélioration directe, c'est même rarement le cas dans un modèle de prévision, du fait notamment de compensations d'erreurs entre processus et du poids des calibrations<sup>20</sup>.

Je n'ai pas moi-même eu l'occasion de développer de paramétrisations. J'ai essentiellement travaillé en collaboration avec d'autres sur des développements de schémas ( Redelsperger et al. 2000, Bechtold et al. 2001, Gregory et Guichard 2002, Piriou et al. 2007, co-encadrement avec J.-F. Guérémy du stage de master de Sophie Samouillan).

La manipulation du modèle colonne SCM de l'ECMWF reste l'expérience qui m'a vraiment permis de mieux comprendre à quoi ressemblait une paramétrisation de la convection; l'expertise de David Gregory et son sens de l'échange scientifique m'ont permis de retirer de ces quelques mois passés à Reading une expérience riche et formatrice.

Dans un autre registre, l'utilisation du modèle de méso-échelle MM5 en collaboration avec Jimmy Dudhia m'a permis de côtoyer d'un peu plus près la sensibilité de simulations méso-échelle aux paramétrisations physiques, convectives mais aussi radiatives.

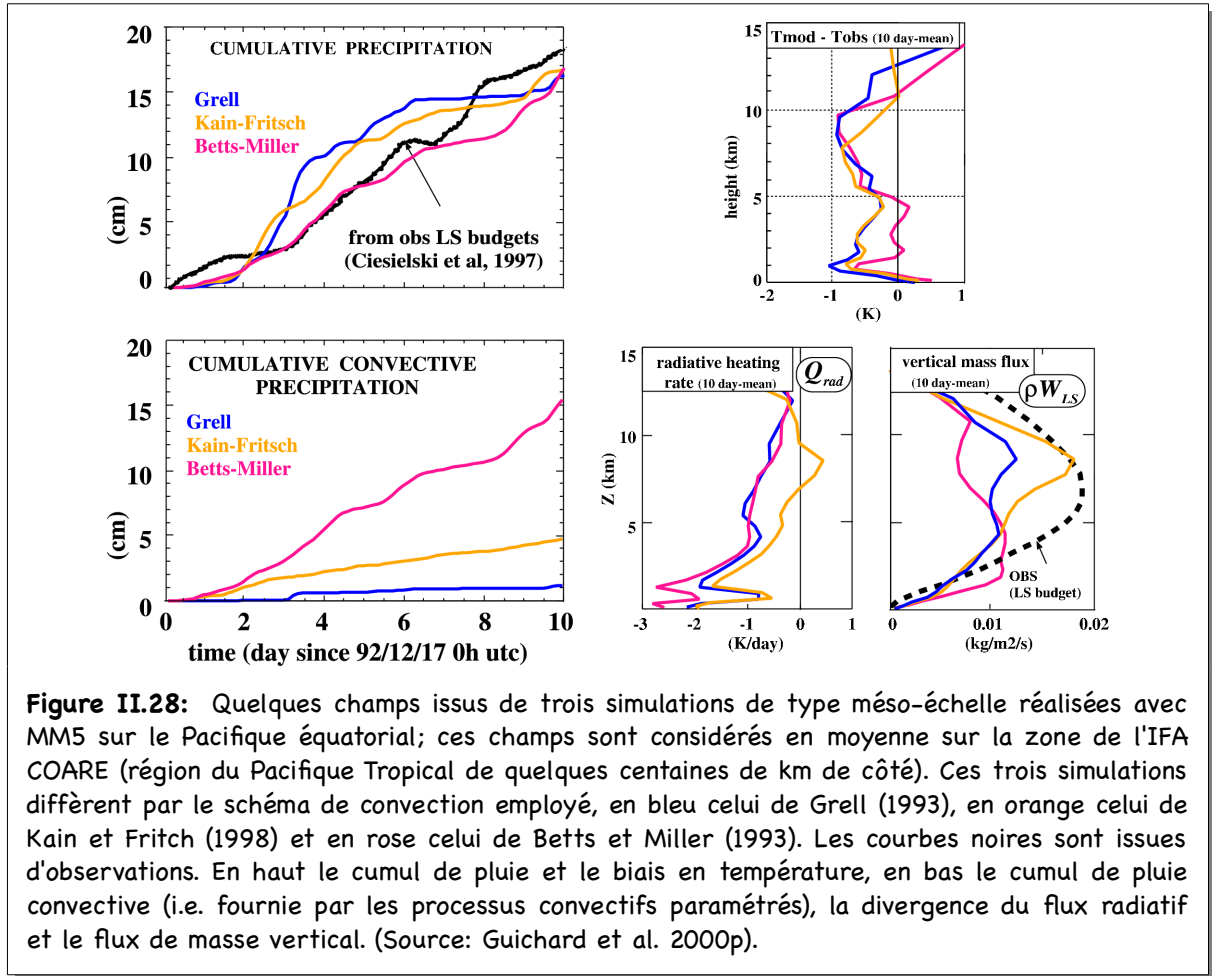
J'ai aussi réalisé quelques analyses amont qui renvoient à des questions de paramétrisation de la convection (Guichard et al. 1997, Guichard et al. 2004, Chaboureaud et al. 2004, Yano et al. 2004, Yano et al. 2005). L'arrivée de Jun-Ichi Yano au CNRM au début des années 2000 marqua le début de plusieurs projets menés en collaboration; je me replongeai notamment dans des questions de formulations de paramétrisation laissées en plan depuis la fin de ma thèse. Je garde un excellent souvenir de ces quelques années ponctuées par de nombreux échanges scientifiques avec Jun-Ichi, enrichis par nos différences de perception des problèmes.

Cette section s'appuie sur des travaux assez variés, que j'ai menés ou auxquels j'ai participé; leur point commun est qu'ils sont tous centrés sur des questions de paramétrisation de la convection.

---

<sup>20</sup> La calibration d'un modèle est une pratique nécessaire, dont la nature et l'importance sont bien retracées par Randall et Wielicki (1997). Elle concerne généralement le calage de paramètres dont les valeurs sont incertaines et sensibles (par opposition à celles dont les valeurs sont aussi incertaines mais auxquelles le modèle n'est pas sensible). Le calage permet d'assurer une meilleure qualité de la simulation sur un aspect considéré critique pour une application particulière (e.g., les paramètres intervenant dans les processus d'auto-conversion de la glace pour simuler l'extension des enclumes dans une simulation méso-échelle, Chaboureaud et al. 2002, la détermination de rayons effectifs de gouttelettes nuageuses, le temps de relaxation dans une fermeture en CAPE...). Une fragilité certaine découle du calage de paramètres lorsque la valeur de ces paramètres est susceptible de changer avec le régime de fonctionnement.



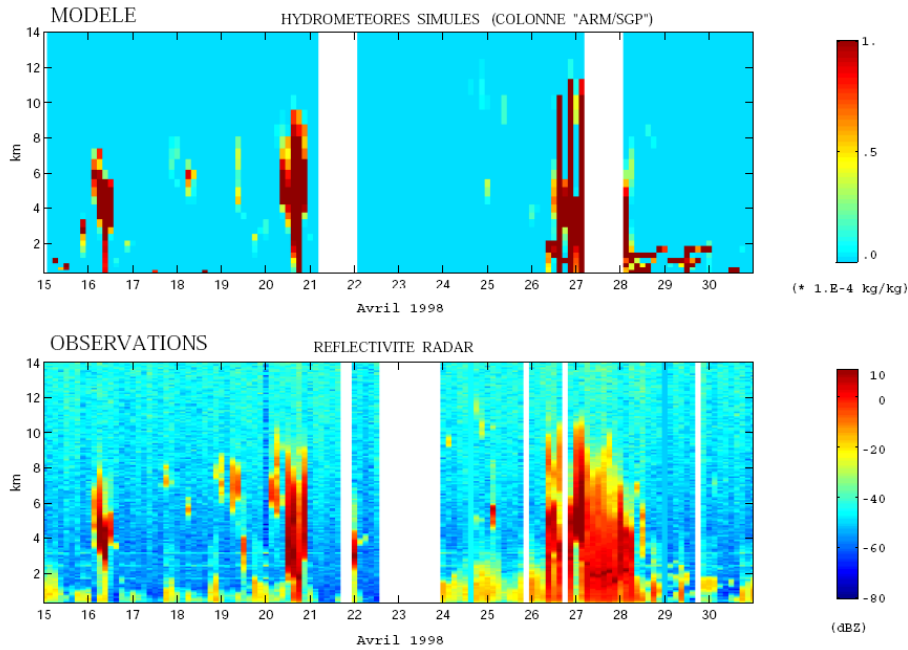


(i) *Une illustration de sensibilité à la convection paramétrisée*

La figure II.28 est issue d'une étude que j'avais réalisée avec Jimmy Dudhia. Elle illustre les difficultés rencontrées avec la paramétrisation de la convection dans un modèle tridimensionnel. Notre objectif était d'explorer les capacités du modèle MM5 à simuler une séquence de dix jours d'activité convective sur la zone TOGA-COARE et de tester sa sensibilité aux paramétrisations physiques dans un contexte tropical. Ce travail faisait suite à une première étude au cours de laquelle nous avons été agréablement surpris par les performances de ce modèle dans un contexte et environnement très distinct (Guichard et al. 2003, voir Fig. II.29).

Pour ces simulations 'TOGA-COARE', le modèle était utilisé avec une maille horizontale de 45 km dans une configuration classique pour les simulations mésoNH dite de type 'cas réel', avec des conditions limites latérales fournies par l'analyse ECMWF.

Nous avons testé tout un ensemble de choix de paramétrisations: trois schémas de convection, trois schémas de turbulence et deux de rayonnement puis analysé comment les champs de nos différentes simulations se comparaient aux observations obtenues sur la zone de l'IFA COARE (cf II.4). la chronologie des pluies ne correspondait pas précisément à celle observée, mais des variables intégrées telles que le cumul des précipitations ou encore les champs de température ou d'humidité moyens étaient assez proches de l'observation quelle que soit la simulation considérée. On notera que les biais thermodynamiques moyens, même s'ils étaient relativement faibles, n'en étaient pas moins sensibles au choix des paramétrisations de la turbulence et du rayonnement tout autant qu'au schéma de convection. Cependant, en résumé, ces résultats pouvaient être considérés comme satisfaisants.



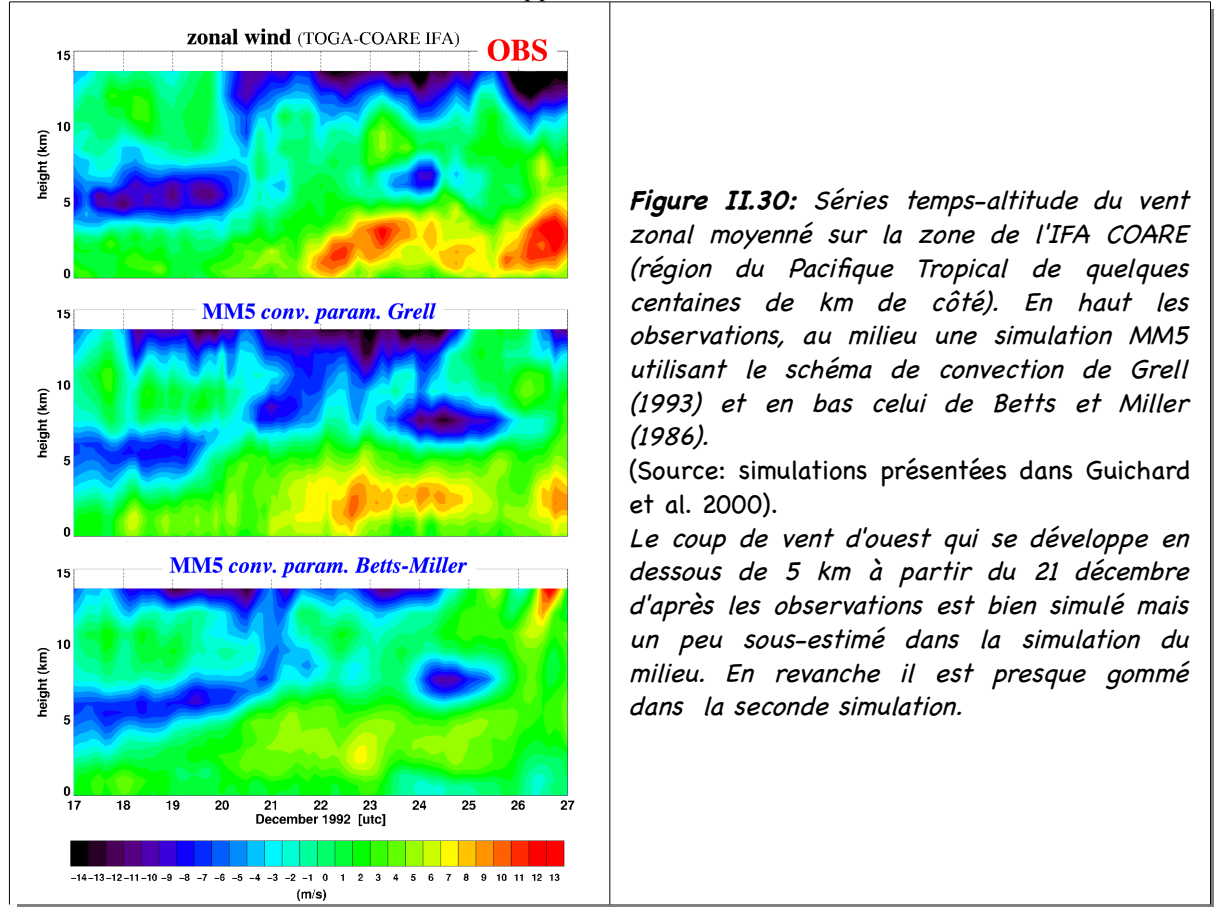
**Figure II.29:** Comparaison de séries (temps, altitude) du rapport de mélange en hydrométéores simulé par MM5 et de la réflectivité d'un radar nuage au niveau des grandes plaines américaines (site ARM SGP); l'échantillonnage temporel est de 3 h. La série des profils MM5 est extraite de simulations journalières réalisées sur de grands domaines, plus précisément, les profils sont ceux de la colonne du modèle d'une taille de 10 km x 10 km sur l'horizontale coïncidant géographiquement avec le site de mesures. (Source: Guichard et al. 2003).

*L'intérêt de cette comparaison est qu'elle indique que la simulation est capable de reproduire au premier ordre les variations de couverture nuageuse observées aux échelles synoptiques, on notera cependant que cet accord est généralement moins bon à la fin du printemps lorsque l'atmosphère devient plus convective.*

Cependant, une analyse plus détaillée montrait que la répartition de la pluie simulée, convective versus explicite, changeait radicalement suivant le schéma de convection utilisé. Cette différence était sensible aux critères de déclenchement de la convection et la sensibilité constatée s'interprétait intuitivement: un critère de déclenchement plus contraignant conduisait à une activation du schéma de convection moins fréquente mais aussi à des circulations *de substitution* peu réalistes se développant aux échelles résolues et responsables des pluies simulées, soit typiquement un exemple de compensation d'erreurs. Or, les simulations les moins réalistes en termes de convection simulée, i.e. celles pour lesquelles les pluies convectives étaient très faibles, étaient cependant celles qui permettaient de reproduire le plus fidèlement le coup de vent d'ouest observé qui constituait l'événement majeur de cette période à grande échelle. Un tel résultat est évidemment perturbant. Les profils moyens de vitesse verticale simulés étaient également bien distincts, tout comme les flux radiatifs, au premier ordre à cause des nuages simulés. Cette sensibilité forte aux schémas de convection limite la portée de conclusions reposant sur ce type de simulation, en zone tropicale tout du moins.

L'inter-comparaison que j'ai réalisé plus récemment (Guichard et al. 2010) de la simulation d'une situation fortement convective observée en Afrique de l'Ouest par des modèles de méso-échelle indique aussi des résultats très variables d'une simulation à l'autre. Aux échelles de temps plus courtes considérées ici (24h), les modèles sont capables de simuler la propagation zonale d'un système convectif, mais la dispersion des résultats en termes de précipitations est considérable. La simulation

de la trajectoire du système convectif suivant la direction méridionale, qui correspond à celle de plus forte variabilité des conditions de surface, apparaît aussi très délicate.



**Figure II.30:** Séries temps-altitude du vent zonal moyenné sur la zone de l'IFA COARE (région du Pacifique Tropical de quelques centaines de km de côté). En haut les observations, au milieu une simulation MM5 utilisant le schéma de convection de Grell (1993) et en bas celui de Betts et Miller (1986).

(Source: simulations présentées dans Guichard et al. 2000).

Le coup de vent d'ouest qui se développe en dessous de 5 km à partir du 21 décembre d'après les observations est bien simulé mais un peu sous-estimé dans la simulation du milieu. En revanche il est presque gommé dans la seconde simulation.

### (ii) La formulation en flux de masse

Dans une perspective à long terme, un retour en arrière indique que les travaux Arakawa et Schubert (1974), noté AS74, ont probablement conduit à l'avancée la plus notable de la paramétrisation de la convection des quarante dernières années. Les modèles de grande échelle actuels ont pour la plupart adopté le schéma dit en flux de masse présenté dans cet article de référence. On passait d'une approche de type ajustement de profils moyens (e.g., Betts et Miller 1986) à une vision *mécaniste* de la convection. AS74 propose un scénario simplifié (ou une formulation) de ce qui se déroule à l'intérieur d'un domaine de quelques centaines de km sur la base de considérations de dynamique convective.

Très succinctement, cette formulation suppose que les processus de convection humide occupent une très petite fraction du domaine, fraction au sein de laquelle est réalisé le flux de masse convectif vertical  $M_C$  et les dégagements de chaleur résultant des changements de phase de l'eau. Le flux  $M_C$  est tout d'abord déterminé à la base des nuages (c'est la fermeture du schéma, maintenant souvent basé sur des considérations de CAPE). La structure verticale de  $M_C$  est obtenue via des hypothèses sur le spectre de cumulus considéré et fait souvent intervenir les concepts d'entraînement ( $E$ ) et de déentraînement ( $D$ ), avec  $\partial M_C / \partial z = E$  ou  $D$  suivant son signe, positif ou négatif. L'impact de la convection sur les variables atmosphériques considérées n'est pas réalisé localement dans la région convective mais réparti uniformément sur l'horizontale via des circulations compensatoires. Ainsi, on passe via une manipulation relativement simple de l'équation traduisant la part prise au bilan de  $\alpha$  par les processus convectifs:

$$\left( \frac{\partial \bar{\alpha}}{\partial t} \right)_{conv} = - \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} (\rho \overline{w' \alpha'}) + S_{\alpha}$$

à la formulation suivante, reproduite ici dans sa forme la plus simplifiée :

$$\left( \frac{\partial \bar{\alpha}}{\partial t} \right)_{conv} = - M_C \frac{\partial \bar{\alpha}}{\partial z} + D (\alpha_C - \bar{\alpha})$$

dans laquelle  $\alpha_C$  est la valeur moyenne de  $\alpha$  dans la zone convective. L'entraînement  $E$  n'apparaît pas ici mais est présent implicitement via  $M_C$ . Le terme source  $S_{\alpha}$  correspond à un dégagement de chaleur latente convectif dans l'équation de la température, en revanche il est nul lorsqu'  $\alpha$  est le rapport de mélange d'un traceur passif. Le premier terme du membre de droite correspond à une advection verticale, souvent qualifié de terme de subsidence compensatoire.

De nombreuses variantes à la paramétrisation proposée par AS74 ont été développées lors des décennies qui ont suivi, e.g. remplacement du spectre de cumulus d'AS74 par un cumulus générique auquel sont associés des taux d'entraînement et de déentraînement horizontaux reposant sur des hypothèses variables (répondant à l'absence d'une théorie établie).

La plupart des schémas de convection considèrent l'impact de la convection sur les champs thermodynamiques, soit température et vapeur d'eau, et de plus en plus l'eau nuageuse. L'impact de la convection sur les champs de vents n'est généralement pas considéré; quelques paramétrisations ont été proposées cependant, (Wu et Yanai 1994, Gregory et al.1997). Le fait que la convection présente des structures spatiales différentes suivant le champ de vent n'est pas non plus pris en compte (par exemple en cellules isolées lorsque le vent est faible versus en lignes ou en amas). La situation est en fait proche pour la modélisation de la couche limite convective lorsque l'on considère un thermique générique et son environnement indépendamment de considérations sur une organisation en cellules ouvertes ou en rouleaux. Les conséquences sont néanmoins de nature différente. Les couplages entre convection et nuages convectifs vus par les processus radiatifs sont aussi traités de manière variée.

Plus généralement, la question du *couplage entre le schéma de convection et les autres processus physiques* est un problème majeur. En effet, le schéma de convection interagit encore souvent avec les autres processus principalement au travers du filtre des champs de grande échelle. Cette question me semble aussi importante que les questions de formulations de base d'un schéma en flux de masse.

L'utilisation d'un CRM me paraît pertinente pour avancer sur de nombreuses questions de paramétrisation, comme les formulations de base, les concepts d'entraînement et de déentraînement, ou encore les couplages de la convection avec les autres processus physiques, depuis les processus intervenant à la surface, la turbulence de couche limite jusqu'à la microphysique des nuages et le rayonnement. En revanche, la simulation CRM couvrant un domaine limité à la centaine de km ne permet certainement pas d'aborder l'ensemble des questions soulevées par la notion de *fermeture* d'un schéma. En particulier, les couplages intervenant entre convection profonde et champs de plus grande échelle tels que les advections et la convergence se manifestent à des échelles plus grandes que celle du domaine généralement simulé. Ces champs de grande échelle sont alors prescrits dans le CRM, sous une forme qui s'apparente elle-même à une paramétrisation.

### (iii) Formulation du transport convectif

Au cours de ma thèse et par la suite, je me suis penchée sur la décomposition des transports convectifs. La partition des transports en divergence de flux verticaux et horizontaux est utile pour quantifier les circulations de masse mais conduit souvent à deux termes qui dominent les bilans pour se neutraliser au premier ordre car ils traduisent en grande partie l'équation de continuité, soit:

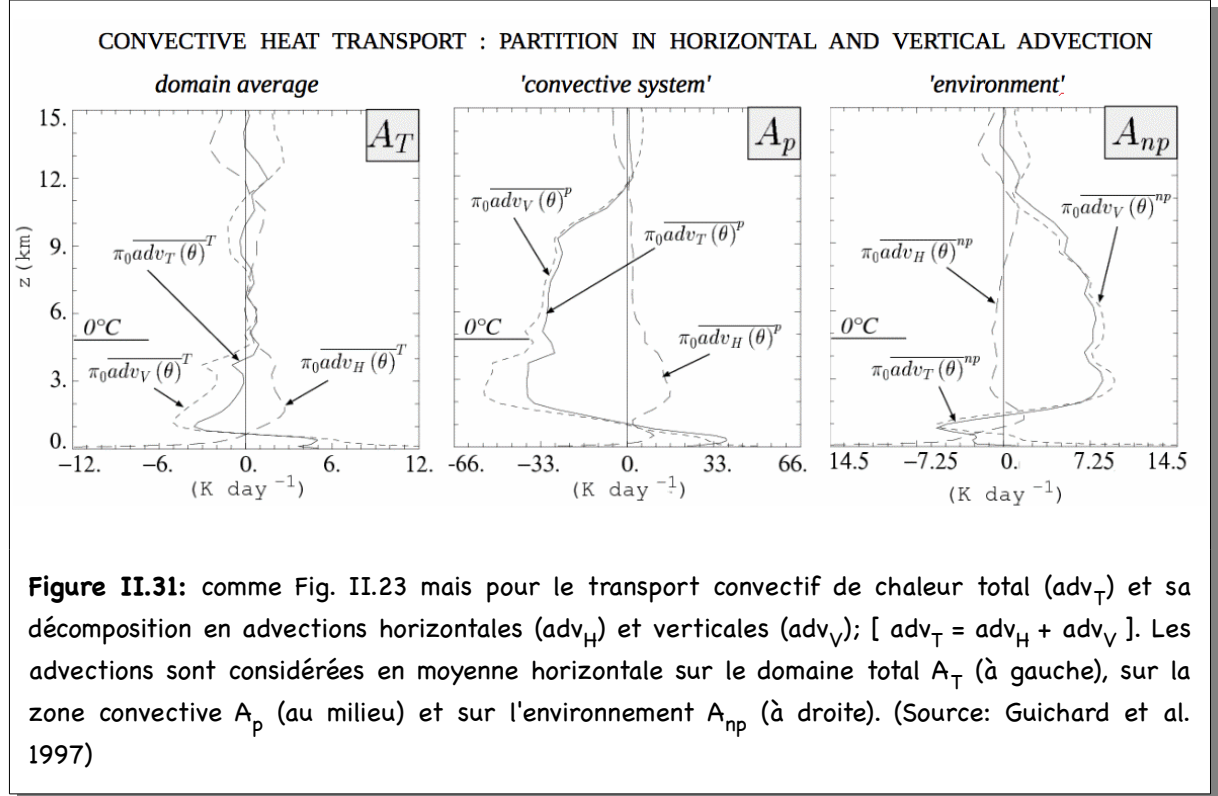
$$\frac{\partial}{\partial x_i} (\rho u_i \alpha) \ll \frac{\partial}{\partial x} (\rho u \alpha) + \frac{\partial}{\partial y} (\rho v \alpha) \approx - \frac{\partial}{\partial z} (\rho w \alpha)$$

## II. CONVECTION ET MODELISATION

Le passage à une décomposition en advections est instructive et de plus permet une mise en relation plus directe avec les paramétrisations en flux de masse présentées ci-dessus. Le passage d'une décomposition à l'autre est le suivant:

$$-\frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial x_i} (\rho \overline{u_i' \alpha'}) = -\overline{u_i'} \frac{\partial \alpha'}{\partial x_i}$$

Une telle décomposition en advections horizontale et verticale est présentée sur la Fig. II.31 en moyenne sur une colonne atmosphérique simulée comprenant une zone convective et son environnement non convectif.

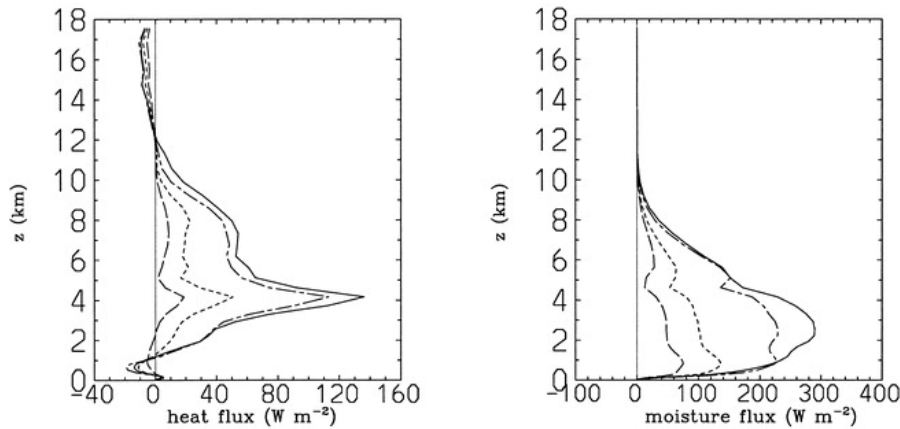


Pour chacune de ces deux zones, on constate effectivement que l'advection verticale domine le transport. En particulier la majeure partie du chauffage convectif dont on a vu précédemment qu'il est réalisé dans l'environnement (Fig. II.23) s'effectue via un mouvement compensatoire subsident, comme supposé par la formulation en flux de masse des schémas de convection. L'advection horizontale elle réchauffe et assèche la zone convective en partie basse dans les couches où l'entraînement est le plus fort. Inversement, elle refroidit légèrement l'environnement. Cependant, l'interprétation de ces advections lorsqu'elles sont considérées en moyenne horizontale sur l'ensemble des deux zones est plus complexe. Le transport n'est plus dominé par la composante verticale de l'advection mais fait intervenir à parts égales les deux composantes qui se compensent partiellement. Le même constat s'applique au transport de vapeur d'eau. A ma connaissance, les comparaisons entre circulations convectives simulées explicitement et paramétrées se sont essentiellement focalisées sur le flux de masse convectif vertical. Néanmoins, les simulations CRM suggèrent que l'advection horizontale est tout aussi importante lorsqu'il s'agit de simuler un flux convectif  $\overline{w' \alpha'}$ . De plus, on peut penser qu'une comparaison des advections horizontales fournirait un diagnostic intéressant des échanges horizontaux dans la mesure où on peut montrer qu'il s'exprime aussi avec un minimum d'hypothèses suivant:

$$-\overline{u' \frac{\partial \alpha'}{\partial x}} = \sum_i (E_i - D_i)(\alpha_i - \bar{\alpha})$$

J'ai remplacé ici la colonne convective générique de la paramétrisation *bulk* par un spectre de cellules convectives aux propriétés indicées  $i$  et je considère ici une moyenne sur le domaine total  $A_T$ . On notera qu'une telle comparaison synthétique présente un avantage méthodologique. En effet, elle s'affranchit des limitations associées à la définition toujours assez arbitraire des zones convectives dans les documentations explicites des phénomènes convectifs, qu'elles soient issues de simulations CRM comme d'observations. De tels développements peuvent apparaître prématurés lorsqu'un schéma de convection a pour objectif de fournir un taux de chauffage convectif, dans la mesure où ce dernier est piloté au premier ordre par les dégagements de chaleur latente en nuages associés au flux de masse convectif  $M_C$ . Néanmoins, s'il s'agit par exemple de reproduire plus précisément les champs de vapeur d'eau ou encore des transports convectifs de traceurs, il est probable que de tels diagnostics s'avèrent utiles.

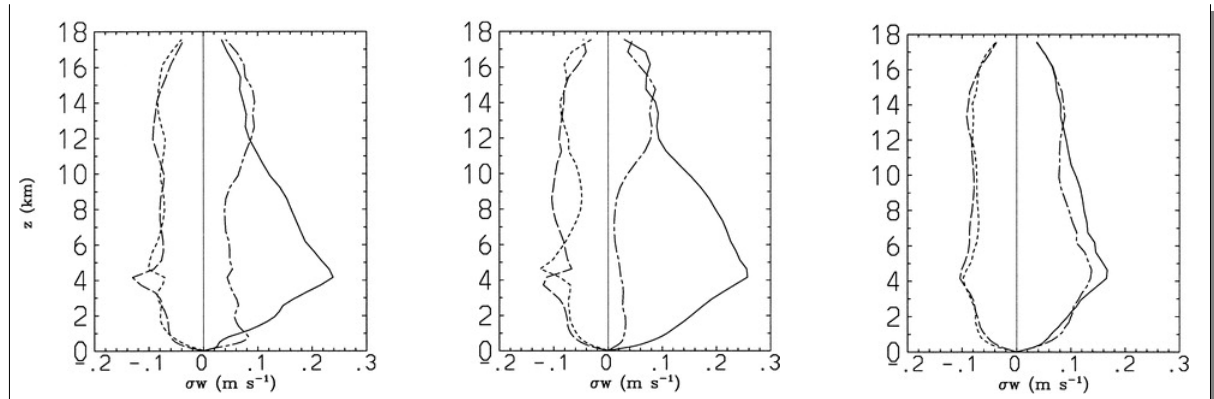
Cependant, je dois aussi reconnaître ici que mes premières tentatives pour estimer des taux d'entraînement et de déentraînement à partir de simulations CRM, tentatives qui remontent à ma thèse, ne furent pas couronnées de succès. Malgré les réserves émises par Jonker et al. (2008); les travaux existants suggèrent une certaine pertinence des concepts d'entraînement et de déentraînement utilisés dans la paramétrisation de la convection peu profonde (Siebesma et Cuijpers 1995). Pour la convection profonde, je n'ai jamais réussi à en tirer une information véritablement utile en termes de paramétrisation. Ce constat aurait d'ailleurs été le même si j'avais analysé le transport convectif de traceurs passifs plutôt que celui des variables pronostiques du modèle. En effet, les contraintes ou hypothèses simplificatrices sous-tendant la plupart des schémas en flux de masse conduisent à employer des taux d'entraînement  $\varepsilon$  et de déentraînement  $\delta$  identiques pour toute variable  $\alpha$ . Or, il est possible de déterminer ces taux de différentes manières lorsqu'on dispose de la totalité des champs issus d'une simulation CRM, et j'obtenais alors effectivement des valeurs de  $\varepsilon$  et  $\delta$  dépendant de la variable considérée. Ce résultat s'explique simplement par le fait que des hypothèses de base des schémas de convection de type *bulk* telles qu'une homogénéité horizontale supposée de la zone convective s'écartent trop des caractéristiques de la convection simulée.



**Figure II.32:** profils de flux de chaleur sensible (à gauche) et latent (à droite) en situation convective pour un instantané simulé par CRM, ici en moyenne horizontale sur tout le domaine. La courbe en trait plein correspond au flux convectif simulé explicitement  $\overline{w'\alpha'} = \sum (w_i - \bar{w})(\alpha_i - \bar{\alpha})$ , celle en traits tiretés est la somme des flux obtenus en utilisant les champs moyens des zones précédemment définies (zones convective, de ciel clair, ascendantes, descendantes... cf Fig. II.27). La courbe en pointillés est obtenue en considérant pour chaque type de zone les champs moyens de chacun des quatre quadrants ( $[w > 0, \alpha > 0]$   $[w > 0, \alpha < 0]$   $[w < 0, \alpha > 0]$   $[w < 0, \alpha < 0]$ ) et finalement la courbe en tiretés-pointillés est obtenue en remplaçant les champs moyens par quadrant par des champs normalisés (cf Fig. II.24) (Source: Yano et al. 2004).

Nous avons abordé de manière plus étayée cette question des flux dans l'étude de Yano et al. (2004). Comme mentionné dans la section II.7, une formulation des flux convectifs à partir de grandeurs convectives moyennes conduit à une sous estimation (Figs. II.24 et II.32). Yano et al. (2004) a proposé une normalisation empirique de ces champs qui fournit une meilleure estimation des flux convectifs (Fig. II.32). Cette proposition était motivée par des corrélations entre variables localement plus importantes pour les anomalies les plus fortes. En revanche, cette formulation alternative ne pose pas d'hypothèse sur une égalité des flux de masse convectifs employés suivant la variable dont on calcule le flux. En pratique, nous avons constaté que les structures des flux de masse convectifs ainsi obtenus diffèrent.

Ces travaux ne fournissent pas une solution à la paramétrisation des flux convectifs, ils proposent néanmoins des diagnostics qui permettraient d'aborder cette question et ses conséquences.



**Figure II.33:** Profils de flux de masse convectifs normalisés considérant quatre quadrants  $i$  avec le flux de masse normalisé  $M_i^n = \sum_k (\sigma_i w_{ik}^n)$  et  $w_{ik}^n = \langle |w_k|^a \cdot w_k \rangle_i / \langle |w_k|^a \rangle_i$  ou  $\langle x_k^a \rangle_i$  est la moyenne horizontale sur le quadrant  $i$  de la colonne de type  $k$  (convective, ciel clair...) et  $a=0.25$  est un paramètre calibré. Les profils obtenus pour la température potentielle (à gauche), le rapport de mélange en vapeur d'eau (au milieu) et la composante zonale du vent (à droite) sont parfois proches mais ne sont pas identiques comme généralement supposé dans les schémas de convection en flux de masse. La courbe en trait plein correspond au quadrant ( $[w > 0, \alpha > 0]$ ), celle en tirets-pointillés à  $[w > 0, \alpha < 0]$ , celle en pointillés à  $[w < 0, \alpha > 0]$  et celle en tirets à  $[w < 0, \alpha < 0]$  (Source: Yano et al. 2004).

### (iv) *Interactions entre convection et autres processus: les flux de surface en zone océanique*

Pour conclure cette partie, je présente ici une étude à laquelle j'ai participé (Redelsperger et al. 2000b) et qui s'inscrit dans la thématique des interactions entre processus convectifs et autres processus physiques, soit peut-être un très vaste volet et celui qui nécessite probablement les plus importants développements futurs. En l'occurrence il s'agissait de l'impact des circulations convectives sur les flux à l'interface atmosphère-océan.

Ces travaux s'inscrivent dans le prolongement de Mondon et Redesperger (1998) et de l'étude présentée par Jabouille et al. (1996). Ce dernier montrait comment la convection profonde était capable d'interagir fortement avec les processus à la surface. Cette interaction apparaissait largement pilotée par les modifications du vent induite à la surface par la convection comme schématisé sur la Fig. II.34 en haut à gauche. Dans un modèle, la paramétrisation des flux convectifs à l'interface fait d'ailleurs généralement intervenir un module de vent. De manière générique, le flux d'une variable  $\alpha$  à l'interface océan-atmosphère s'exprime comme:

$$\Phi(\alpha) = c \cdot \delta\alpha \cdot U$$

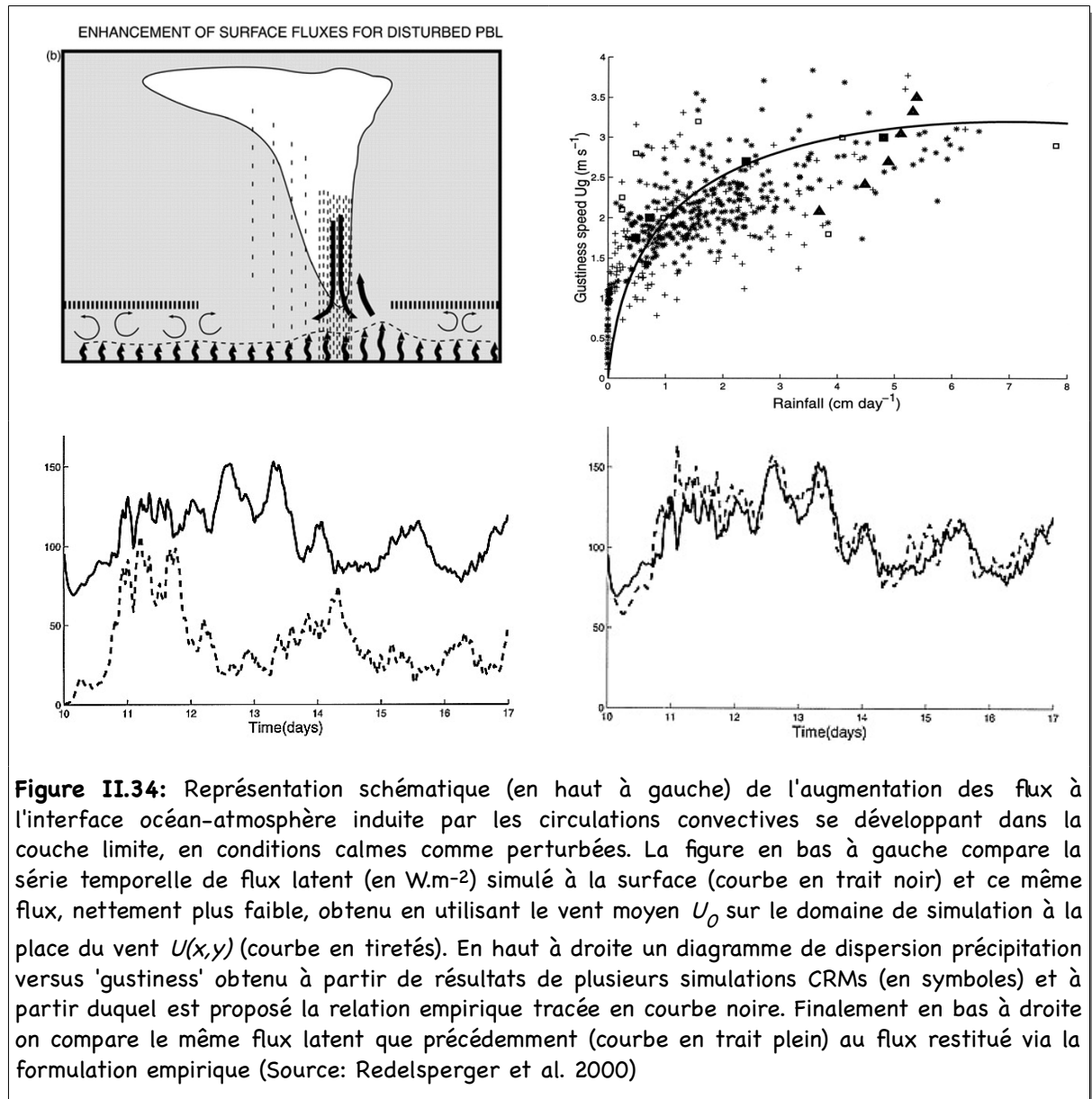
avec  $c$  un coefficient de transfert,  $\delta\alpha$  une différence entre la valeur de  $\alpha$  à la surface et dans la couche de surface atmosphérique et  $U$  un module de vent dans la couche de surface atmosphérique.



## II. CONVECTION ET MODELISATION

Toutes choses égales par ailleurs, à grande échelle, le fait de négliger les circulations convectives conduit directement à une sous-estimation des flux. Les simulations CRM montrent que cette sous-estimation est loin d'être négligeable, particulièrement en conditions de vent faible (soit un régime fréquemment observé au cours de l'expérience TOGA-COARE) comme illustré par la Fig. II.34 en bas à gauche. Ce constat est d'ailleurs en accord avec d'autres travaux, e.g. Esbensen and McPhaden (1996).

Redelsperger et al. (2000) propose une paramétrisation de  $U$ , le module du vent à grande échelle intervenant dans la formulation du flux présentée ci dessus, ou plus précisément de  $U_g$  (la gustiness) définie suivant la formulation suivante:  $U^2 = U_0^2 + U_g^2$  ou  $U_0$  est le module du vent moyen. Godfrey and Beljaars (1991) et Mondon et Redelsperger (1998) avaient proposé une paramétrisation de  $U_g$  afin de prendre en compte l'impact des circulations de couche limite se développant par beau temps au dessus des zones océaniques. La nouveauté de l'étude de Redelsperger et al. (2000) est de proposer une paramétrisation de  $U_g$  spécifiquement pour les situations perturbées par la convection profonde, toujours au dessus des océans.





L'approche développée ici est basée sur l'utilisation des résultats d'un ensemble de simulations CRM de situations observées et distinctes; ces simulations avaient par ailleurs été largement évaluées au préalable. Un tel ensemble permet d'établir des relations empiriques entre  $U_g$  et l'activité convective telle qu'estimée par un taux de précipitations ou un flux de masse convectif (e.g., Fig. II.34 en haut à droite illustré pour les précipitations). Une évaluation à posteriori de cette paramétrisation montre qu'elle permet de reproduire les séries temporelles de flux simulées avec le CRM (II.34 en bas à droite).

Le choix d'une formulation empirique souligne que de nombreux développements sont encore à venir pour progresser sur la compréhension de cette interaction entre surface océanique et convection profonde. Néanmoins, je pense que ce choix était le plus approprié dans la mesure où l'objectif poursuivi ici était de fournir une représentation au premier ordre d'un mécanisme de renforcement des échanges océan-atmosphère important mais négligé. Un facteur qui me semble plus critique est que cette paramétrisation reste tributaire d'un fonctionnement raisonnable du schéma de convection, comme toute paramétrisation de cette nature. Néanmoins, les observations comme les simulations CRM montrent qu'une modélisation satisfaisante des flux à l'interface océan-atmosphère doit impliquer les processus de convection profonde dans les régions du globe où ces processus se manifestent largement, comme sur la zone des eaux chaudes du Pacifique observée par TOGA-COARE.

Par ailleurs, il est probable que la prise en compte des circulations convectives soit également importante pour déterminer les flux au dessus de zones continentales telles que l'Afrique de l'Ouest. Je pense en particulier aux courants de densité impressionnants qui s'étalent en surface et se propagent sur des centaines de kilomètres. Cependant, le renforcement des vents n'est probablement pas dans ce cas le seul facteur impliqué ni même peut-être le plus important: les modifications des champs thermodynamiques à la surface comme les soulèvements de poussières associés ou encore les nuages sont probablement tout autant susceptibles d'affecter considérablement ces flux.

### III. EAU ET CYCLE ENERGETIQUE

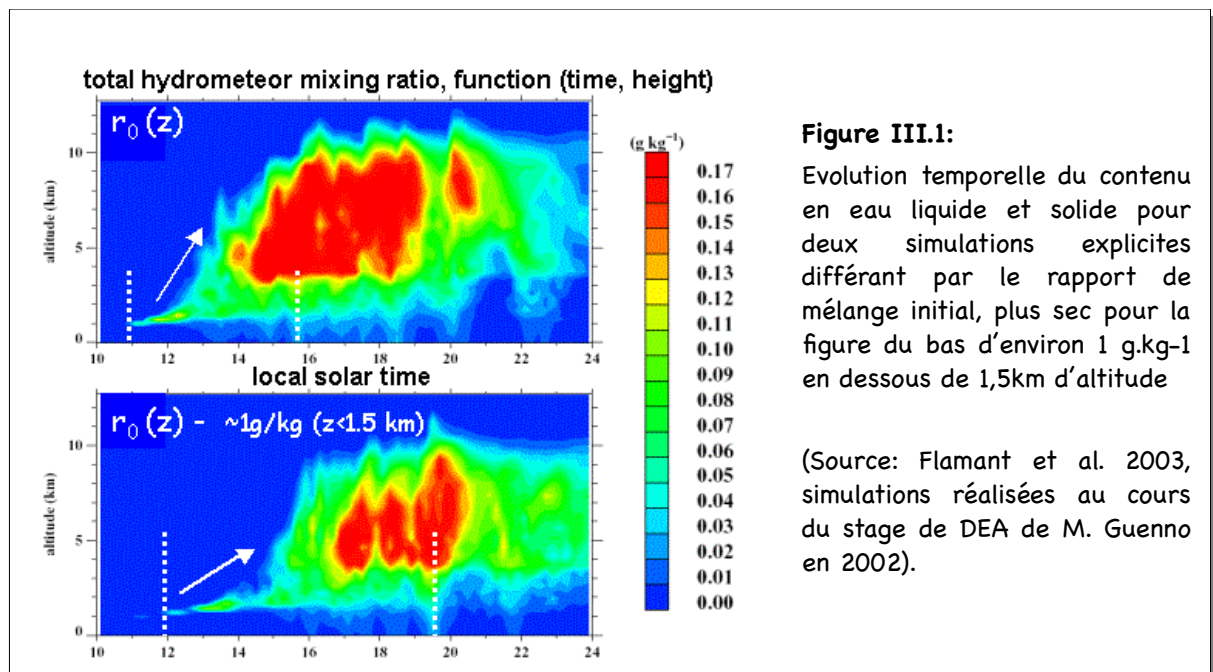
Le cycle énergétique du système terre-atmosphère serait radicalement différent sans la présence de l'eau. Dans l'atmosphère, l'eau intervient sous toutes ses formes, à l'état de vapeur d'eau, de nuages et de précipitations, liquides et solides au travers de nombreux processus (effet de serre, dégagement de chaleur latente associé à la formation des nuages, flux sensibles plus latents et leur partition à la surface...). Le cycle énergétique implique un fort couplage entre température et eau, via des mécanismes multiples.

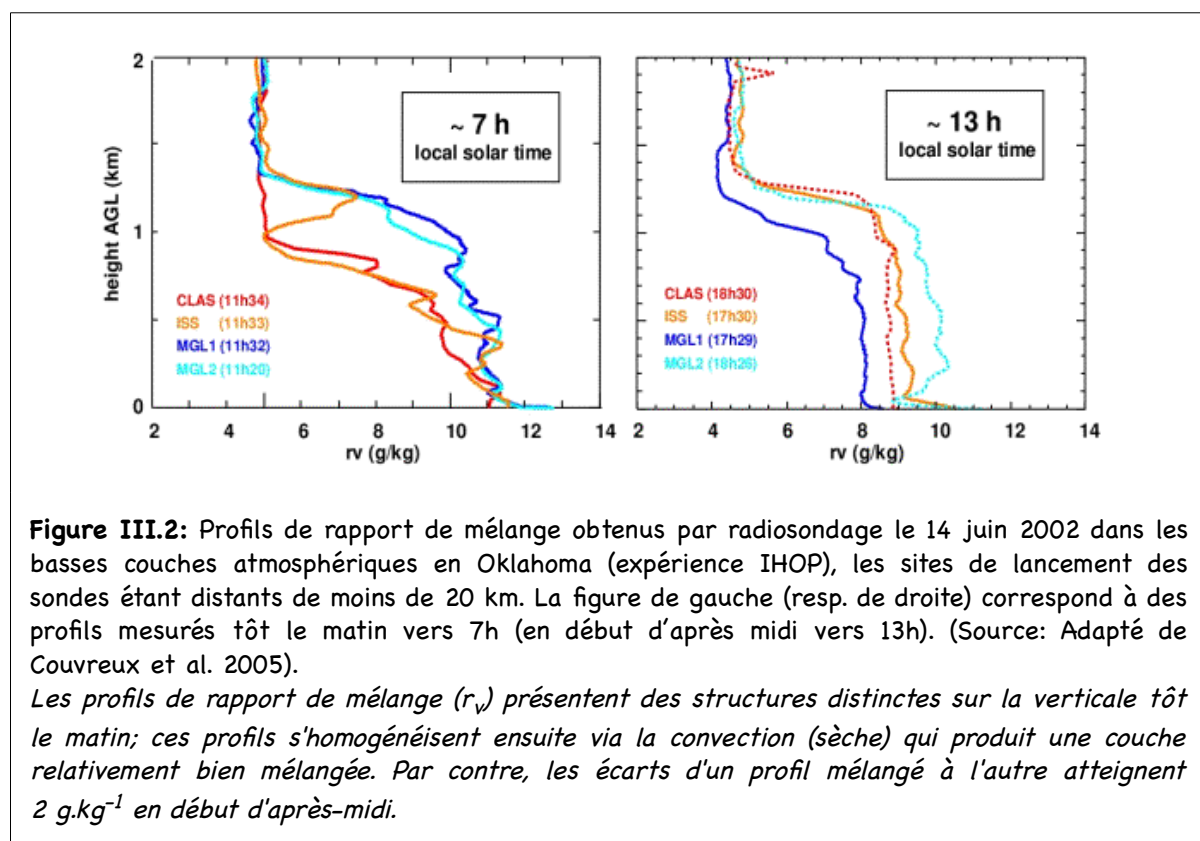
J'ai regroupé dans ce chapitre des travaux de plusieurs types que j'ai menés autour de l'eau et du cycle énergétique. Il y a ici un certain arbitraire car d'autres études; e.g. celle de Redelsperger et al. (2002) sur les intrusions d'air sec en zone tropicale océanique (voir II.6) ou encore de Chaboureau et al. (2004) sur les mécanismes intervenant dans le cycle diurne de la convection se rattachent à cette thématique de l'eau et du cycle énergétique. Inversement, les travaux de thèse de Fleur Couvreur présentés en III.3 exploitent largement les capacités de la simulation numérique haute résolution.

#### 1) Observations et incertitudes

##### (i) Les incertitudes des mesures de vapeur d'eau et leurs répercussions, apport de TOGA-COARE

La figure III.1 présente la somme de l'eau liquide et solide simulée par deux simulations de type CRM pour lesquelles la seule différence est le champ de vapeur d'eau initial. La différence est relativement minime: 1 g.kg<sup>-1</sup> dans les plus basses couches atmosphériques, sur une épaisseur de 1.5 km. La comparaison des deux simulations montre que les nuages se développent une heure plus tôt dans la simulation initialement plus humide, que la croissance verticale de la couche nuageuse profonde est aussi plus rapide et plus intense. Cette différence du champ de vapeur d'eau initial est effectivement minime dans la mesure où elle correspond typiquement à la précision que l'on peut attendre d'une observation par radiosondage, même parfait, compte tenu de la grande variabilité spatio-temporelle de la vapeur d'eau dans les basses couches atmosphériques (Crook 1996, Weckwerth 1996 et 2000), illustré ici par la Fig. III.2).





La figure III.1 est issue des résultats du stage de DEA de Michael Guenno, soit le premier stage que j'ai encadré, en 2002. C'est une sensibilité dont j'étais consciente pour l'avoir expérimentée depuis ma thèse pour ce qui concerne la modélisation explicite, et depuis mon séjour au CEPMMT pour la paramétrisation de la convection (comme de nombreux modélisateurs de convection probablement). C'est pourquoi lorsque David Parsons me proposa à l'automne 1998 de travailler autour de la question des biais d'humidité des sondages de l'expérience TOGA-COARE et de la correction spécialement développée pour l'expérience par le NCAR et Vaisala<sup>21</sup>, je pensai tout de suite qu'une telle étude serait utile, et ce au delà de l'expérience TOGA-COARE en tant que telle. Les mesures d'humidité par radiosondages (mesure in-situ) interviennent dans la calibration de multiples algorithmes satellitaires, elles sont assimilés dans les modèles de prévision, et font partie intégrante de l'archive climatique. Les capteurs incriminés étaient toujours largement utilisés en 1999, ils l'étaient d'ailleurs encore lors de l'expérience NAME en 2004 (Ciesielski et al. 2009) et lors de l'expérience AMMA en 2006 (Nuret et al. 2008).

Après plusieurs années de travail sur la correction de la mesure, il était aussi nécessaire de poser plus précisément la question de pourquoi et en quoi un tel biais était important. On trouve d'ailleurs très peu d'étude abordant cette question dans la littérature avant les années 2000.

La démarche que nous avons adoptée est simple: nous avons considéré des processus qui font intervenir la vapeur d'eau et analysé la différence de diagnostics simples documentant ces processus, calculés avec les sondages corrigés et bruts. En pratique nous avons retenu les flux radiatifs au sommet de l'atmosphère et à la surface et des indices de convection classiques tels que CAPE et CIN. Le biais des sondages modifiaient profondément ces caractéristiques convectives, et conduisait à une interprétation totalement erronée du potentiel convectif de cette région où la convection profonde est fréquente et puissante. Ils conduisaient également à des biais des estimations de flux radiatifs de plusieurs  $\text{W.m}^{-2}$ . En ciel clair, l'impact majeur de la correction concernait le flux infra-rouge à la surface, avec une augmentation de  $5 \text{ W.m}^{-2}$  en moyenne correspondant à un renforcement de l'effet de serre. Pour ces conditions tropicales océaniques, l'atmosphère est proche de la saturation, et ce résultat s'expliquait principalement en terme de différence de contenu en vapeur d'eau des plus basses couches

<sup>21</sup> Elle concernait les sondages de type RS80.

atmosphériques et en conséquence était très fortement corrélée au biais en eau précipitable. Ce travail reposait sur un travail amont lourd (la correction des sondages), il me demanda peu de développements, et fut rapidement finalisé (Guichard et al. 2000a). Concrètement, ma contribution technique fut légère (elle me prit beaucoup moins de temps que la manipulation des données de réflectivité du radar nuages du site ARM SGP ou encore qu'arriver à faire tourner le CRM sur le CRAY du NCAR...). Cette contribution consista principalement à adapter un modèle de transfert radiatif au cadre de ces observations. Cependant, j'appris beaucoup sur les données, et en particulier les sondages, en cours de route. Par la suite, Wang et al. (2002) fournirent une présentation détaillée de la correction appliquée à l'ensemble des sondages TOGA-COARE.

Les sondages réalisés dans les grandes plaines américaines dans le cadre du programme ARM utilisaient le même instrument et présentaient donc eux aussi des biais secs. Pour ces conditions continentales des latitudes tempérées, les biais présentaient un cycle saisonnier marqué, puisqu'ils tendent à augmenter en conditions plus humides. Leur impact radiatif était plus fort en été, malgré un biais de l'humidité relative plus faible qu'au printemps, du fait de l'augmentation du biais en eau précipitable au cours de l'été. De plus, malgré un biais en eau précipitable globalement moins important que celui observé au cours de l'expérience COARE dans des conditions plus humides, l'impact radiatif s'avérait proche et relativement plus important pour cet environnement continental en été (Richardson et al. 2000).

Les questions de mesure de l'humidité au niveau du site ARM SGP furent par la suite beaucoup étudiées grâce au grand jeu de données disponible (Turner et al. 2003) et une certaine implication de Vaisala. Ces études et d'autres, menées en d'autres endroits du globe (e.g. Bock et al. 2005, Bock et al. 2007) ont clairement montré l'utilité de mesures indépendantes, co-localisées et fiables de l'eau précipitable.

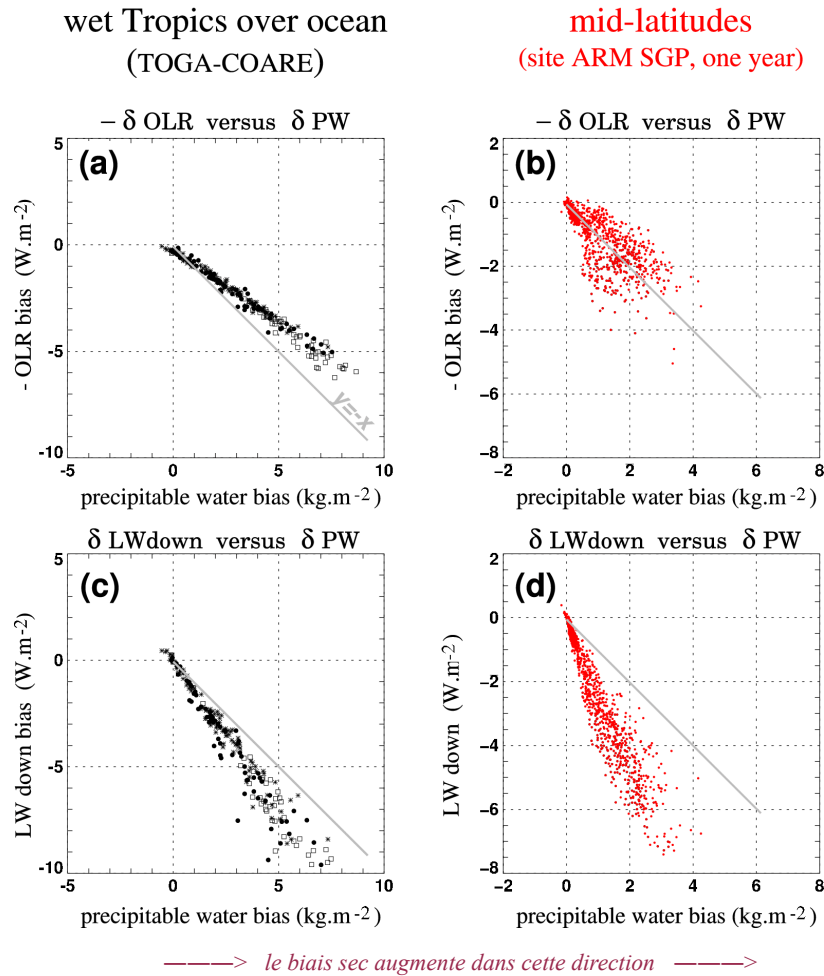
Il est finalement peu surprenant que les centres de prévision météorologique aient été parmi les premiers conscients de ces questions de biais de mesure de l'humidité par radiosondages<sup>22</sup>. Ceci s'explique probablement par leur utilisation quotidienne de ces observations et par la puissance diagnostique de l'intégration d'observations dans une analyse météorologique. Lorenc et al. (1996) est d'ailleurs une des très rares et des premières études se penchant sur cette question à l'époque; les auteurs analysent l'implication des erreurs de mesure de vapeur d'eau par radiosondage sur la prévision des nuages et de la pluie. Je m'en suis aussi rendu compte à mon retour en France, au cours de discussions avec des collègues du projet EUROCS.

Depuis, le problème des biais des mesures d'humidité par radiosondages s'est posé de manière récurrente au fil des campagnes de mesures, notamment AMMA (Nuret et al. 2008, Agusti-Panareda et al. 2009) comme détaillé ci dessous, mais aussi l'expérience NAME en 2004 (Ciesieski et al. 2009). Les sondages de la campagne LBA en Amazonie sont aussi très probablement affectés par des biais de ce type.

---

<sup>22</sup> Avant l'an 2000, les études concernant la qualité des sondages se concentrent largement sur la mesure de la température et son importance pour l'archive climatique.

BIAS IN LONGWAVE RADIATIVE FLUX INDUCED BY VAISALA RS80 SOUNDING HUMIDITY DRY BIAS



**Figure III.3:** Biais des flux radiatifs infra-rouge (a,b) au sommet de l'atmosphère ( $-\text{OLR}$ ) et (c,d) descendants à la surface (les flux sont comptés positifs vers le bas) induit par les biais secs de la mesure vapeur d'eau des sondages Vaisala RS80; à gauche au cours de l'expérience TOGA-COARE (4 mois de mesures) et à droite sur le site ARM des grandes plaines américaines (800 sondages couvrant toute l'année 1998 de manière homogène). Les calculs sont réalisés pour des conditions de ciel clair. La droite  $y=-x$  est tracée en gris sur les quatre graphes.

(Sources: adapté de Guichard et al. 2000 et Richardson et al. 2000)

Le biais sec induit une augmentation de l'OLR et une diminution du flux infrarouge descendant à la surface ( $LWdown$ ). En conditions tropicales océaniques, il s'explique au premier ordre par le biais en eau précipitable PW (axe x des figures,  $\delta PW$  compté en positif pour une diminution de PW), au sommet de l'atmosphère et à la surface; le biais est plus important à la surface, et donc le flux infrarouge net pour la colonne atmosphérique présente un biais positif. Le même constat s'applique en conditions continentales des latitudes tempérées à la surface, mais pas au sommet de l'atmosphère. On observe toujours un biais positif de L'OLR induit par le biais sec, mais il est moins fort n'est pas contrôlé par  $\delta PW$ ; il fait intervenir l'impact des variations saisonnières distinctes des champs de vapeur d'eau et de température sur le cycle saisonnier de l'OLR. Le biais du flux infra-rouge descendant est lui par contre toujours fortement couplé à celui de l'eau précipitable. Ce dernier est nettement moins important dans les grandes plaines qu'au dessus de l'océan atlantique tropical; cependant, il s'accompagne d'un biais des flux radiatifs infra-rouge comparable s'expliquant par des structures verticales des champs de température et d'humidité différentes dans ces deux régimes climatiques distincts.

#### (ii) Biais d'humidité des sondages de la campagne AMMA

Plusieurs années s'étaient écoulées, et à l'automne 2006, après deux mois passés en Afrique de l'Ouest, j'étais curieuse de recouper cette expérience in situ avec les informations à plus grande échelle fournies par les analyses et réanalyses. J'avais quelques a-priori en tête puisque j'avais utilisé les analyses dans le même but en 2004 et en 2005<sup>23</sup>.

Cependant, à l'automne 2006, mon premier constat, au regard des caractéristiques surprenantes de 2006 dans la réanalyse NCEP sur l'Afrique de l'ouest, fut de suspecter des problèmes de mesures d'humidité par sondages. En effet, la mousson 2006 se caractérisait dans cette réanalyse par une très forte anomalie de précipitation, corrélée à une anomalie également très forte d'eau précipitable sur la zone soudannienne. Ce comportement de la réanalyse ne correspondait absolument pas aux signatures que j'avais noté précédemment, ni à l'accord *qualitatif* entre variabilité inter-annuelle des précipitations dans la réanalyse et dans les produits de pluie satellitaire. Quant au modèle ECMWF-IFS, ses précipitations au Sahel étaient toujours trop faibles (e.g., Agustí-Panareda et al. 2009), et le biais peut-être même légèrement plus fort en 2006. Ces résultats témoignaient à mon avis d'une anomalie d'assimilation de données faisant intervenir des biais de mesure de vapeur d'eau et n'avait rien d'une *anomalie réelle*. Anton Beljaars que je contactai alors me conforta dans cette interprétation, et m'informa qu'à l'ECMWF, ils projetaient de développer un algorithme de correction des humidités fournis par les sondages spécifiquement dans la cadre de la réanalyse ECMWF-AMMA qui devait être réalisée (Agustí -Panareda et al. 2010).

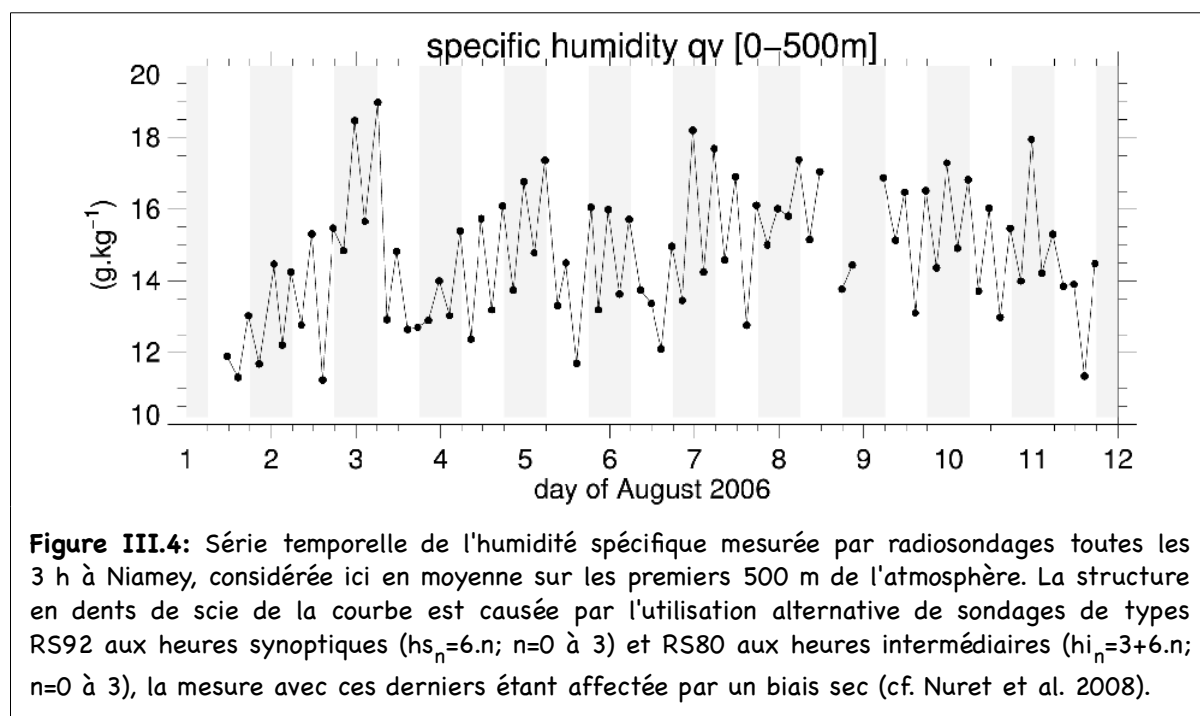
Depuis lors, de nombreuses études de sensibilité ont été effectuées au CEPMMT comme au CNRM concernant l'impact de l'assimilation de ces sondages additionnels, en utilisant soit les observations de vapeur d'eau brutes, soit des estimations corrigées. Néanmoins, j'ai constaté à de multiples reprises que ce type de sensibilité était peu connue de la communauté plus large utilisant les réanalyses, et que cette méconnaissance conduisait parfois à des erreurs et des raisonnements faux (ce qui complique davantage encore le passage d'une information pourtant simple au départ).

Plus précisément, les fortes *anomalies d'assimilation* telles celle induite par l'expérience AMMA en 2006 affectent la variabilité inter-annuelle dépeinte par les réanalyses, et limitent l'intérêt des études sur ce sujet lorsqu'elles s'appuient trop exclusivement sur ces produits. Inversement, à plus fine échelle, situer la mousson 2006 dans un contexte pluriannuel est important dans la cadre du projet AMMA, mais les précautions requises par les caractéristiques des analyses et réanalyses existantes empêchent à mon sens de développer très loin l'exercice. Mon opinion est que les expériences de sensibilité réalisées par les centres de prévision sur ces questions devraient être mis à disposition de la communauté. Ceci permettrait de limiter des interprétations discutables et d'améliorer la qualité des études utilisant ces produits.

Quelques mois plus tard, je me retrouvai à nouveau confrontée sans l'avoir cherché à ce problème de biais en manipulant les sondages acquis en 2006 lors de la campagne AMMA. Il était clair que la figure que je venais de générer, essentiellement la même que la Fig. III.4, indiquait un problème de mesure, pénalisant les études de processus où l'eau atmosphérique joue un rôle important, soit la convection, les nuages, ou le cycle de l'eau. Ce résultat suggérait l'emploi de deux types de sondes distincts pour les heures synoptiques et intermédiaires, ce qui fut confirmé par une investigation de Mathieu Nuret. Cette configuration particulière présentait en outre un intérêt méthodologique fortuit pour développer un algorithme de correction (Nuret et al. 2008). J'ai participé aux travaux de correction de ces biais, en particulier en analysant leurs impacts sur une batterie de diagnostics comprenant des indices convectifs et des propriétés de couche limite, ceci concerne la réanalyse AMMA de l'ECMWF (Agustí-Panareda et al. 2009) et le jeu de sondages corrigés par (Nuret et al. 2008) suivant une méthodologie développée par Nuret et Lafore.

---

<sup>23</sup> Lors de ces précédentes missions au Mali, notre information sur la situation météorologique se réduisait à quelques bulletins télévisés dont l'objectif principal est d'informer, de manière très détaillée, sur les cumuls de pluies mesurés du jour précédent.



**Figure III.4:** Série temporelle de l'humidité spécifique mesurée par radiosondages toutes les 3 h à Niamey, considérée ici en moyenne sur les premiers 500 m de l'atmosphère. La structure en dents de scie de la courbe est causée par l'utilisation alternative de sondages de types RS92 aux heures synoptiques ( $hs_n=6.n$ ;  $n=0$  à 3) et RS80 aux heures intermédiaires ( $hi_n=3+6.n$ ;  $n=0$  à 3), la mesure avec ces derniers étant affectée par un biais sec (cf. Nuret et al. 2008).

Les quelques éléments présentés ci-dessus témoignent des difficultés de l'observation de la vapeur d'eau. Elles mettent en jeu des questions de physique de la mesure mais également d'échantillonnage spatial et temporel compte tenu de la grande variabilité spatio-temporelle de la vapeur d'eau. Plus généralement, il est notoirement difficile de mesurer les éléments constitutifs du cycle de l'eau dans l'atmosphère, qu'il s'agisse de la vapeur d'eau, de la pluie comme des nuages.

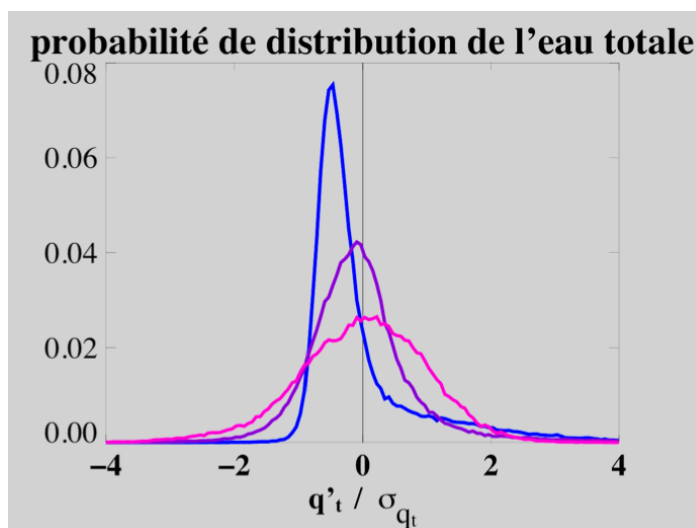
Les données sont ainsi par nature incomplètes et entachées d'incertitudes. Ce constat ne doit cependant pas occulter leur valeur: elles restent une base essentielle (i) de questionnements scientifiques et (ii) de cadrage et (iii) d'évaluation pour la modélisation.

Concernant ce dernier point, il m'est arrivé de penser que certaines considérations méthodologiques mises en avant pour invalider l'utilisation de données étaient parfois mal fondées; lorsque la modélisation est suffisamment éloignée de l'observation (incertitudes comprises), la confrontation aux données doit permettre d'avancer. Inversement, il peut être vain de vouloir comparer certaines modélisations de manière brutale aux observations: par nature, les modèles n'ont pas pour ambition de rendre de compte de toute la complexité des observations, ce qui renvoie au besoin d'une formulation parfois plus précise de leurs objectifs. Finalement, l'émergence actuelle de multiples jeux de *produits complexes* tels que les réanalyses météorologiques ou des estimations satellitaires sophistiquées est enthousiasmante, mais je pense que leur utilisation doit aussi reposer sur un regard plus critique qu'il ne l'est parfois.

Ces réflexions peuvent sembler évidentes mais sont cruciales dans le cadre d'études nécessitant des approches multi-disciplinaires comme celle du cycle de l'eau.

## 2) Une variabilité de l'eau atmosphérique manifeste sur une vaste gamme d'échelles

La figure III.5 présente la distribution de l'eau totale de l'ensemble 'système convectif et son environnement' illustré sur la Fig. II.12 pour trois coupes horizontales: dans la couche limite, dans la basse et la haute troposphère. Cette figure est simplement indicative du fait que l'eau atmosphérique présente une variabilité spatiale importante à méso-échelle en situation convective. Dans la troposphère libre, la structure de la distribution d'eau totale présente ici une asymétrie positive associée aux fait que les plus fortes valeurs sont obtenues *en nuages*, au sein des quelques éléments les plus convectifs. La distribution de vapeur d'eau dans la couche limite est ici plus symétrique et plus étalée. Il faut bien noter que la variabilité méso-échelle documentée ici ne concerne que les échelles supérieures au kilomètre, une contrainte imposée par la résolution de la simulation. Ces fluctuations de l'eau atmosphérique dans la couche limite résultent pour une bonne part d'interactions entre convection nuageuse et couche limite dans ce cas précis, par exemple via la pénétration des courants convectifs descendants plus secs, ou encore en relation avec des convergences locales plus humides accompagnant le développement de cellules convectives.



**Figure III.5:** Distribution d'eau totale correspondant à la situation simulée par CRM illustrée par la Fig. II.12 (page 31), en rose dans la couche limite, en violet dans la troposphère moyenne et en bleu en haute troposphère.

*Il serait utile d'analyser la 'dynamique', forte, de telles distributions simulées en situation de convection développée en relation avec les paramétrisations de nuages convectifs intégrant des hypothèses sur ces distributions (e.g. Bony et Emanuel 2001, Tompkins et al. 2002); il est en effet difficile d'évaluer précisément la validité des hypothèses sous-tendant ces paramétrisations à partir des observations seules (cf. aussi Zhu et Zuidema 2009).*

La variabilité du champ de vapeur d'eau est également importante à des échelles plus petites et plus grandes. La structure thermique de la troposphère conduit à une décroissance de l'humidité spécifique saturante avec l'altitude, et la variabilité de l'humidité spécifique est elle même généralement plus forte dans les basses couches de l'atmosphère, plus chaudes. Celle de l'humidité relative en revanche peut se manifester plus indifféremment sur toute la colonne atmosphérique. On notera qu'elle met en jeu des variations bien moindre du contenu en vapeur eau mais constitue néanmoins une variable plus directement pertinente que l'humidité spécifique lorsqu'il s'agit d'étudier les nuages, leur caractéristiques, leur formation... La sensibilité des transferts radiatifs à la vapeur d'eau atmosphérique ne se résume d'ailleurs pas non plus aux seules relations entre flux radiatifs et eau

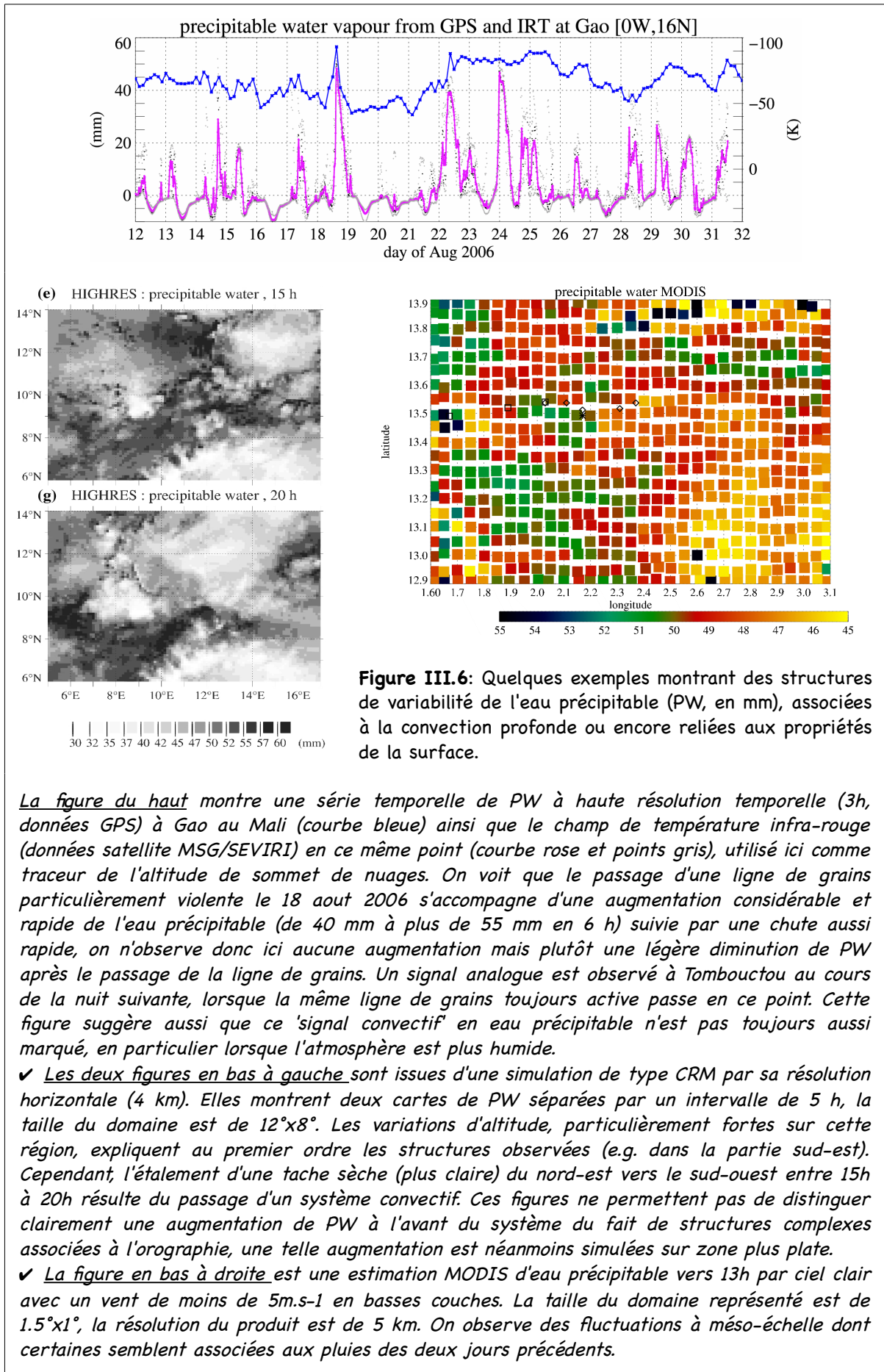


précipitable; elle fait également intervenir l'humidité relative (Webb et al. 1993, Allan et al. 1999), qu'il s'agisse de transfert radiatif dans la troposphère moyenne comme de bilan radiatif au sommet de l'atmosphère et à la surface. Le flux infra-rouge net à la surface notamment est fortement couplé à l'humidité relative à la surface (Betts 2004, Guichard et al. 2009). On retiendra ici que les variables caractérisant le contenu absolu en vapeur d'eau comme celles informant sur l'écart à la saturation (e.g. humidité relative) sont également importantes mais bien distinctes, y compris via leurs structures verticales de variabilité.

A méso-échelle, les observations comme la modélisation explicite de convection sur de grands domaines soulignent des structures de variabilité importantes de l'eau précipitable en relation avec la convection organisée à méso-échelle type ligne de grains. Ces structures sont souvent beaucoup plus lissées dans des simulations utilisant une paramétrisation de la convection (e.g. Guichard et al. 2010). Typiquement, on observe en amont du système convectif une augmentation considérable de l'eau précipitable qui se déplace avec le système.

Sur les zones continentales, l'hétérogénéité du champ de pluies est aussi capable d'imprimer des fluctuations de courte durée (quelques jours) au champ de vapeur d'eau dans les basses couches, via les modifications de fraction évaporative ( $LE/(H+LE)$ ) à la surface que cette hétérogénéité engendre (e.g. Taylor et al. 1997, Couvreux et al. 2009). Il est généralement difficile de reproduire *précisément* de telles structures avec un modèle de méso-échelle; elles font notamment intervenir une initialisation des caractéristiques de surface, initialisation qui reste délicate en pratique. Le recours à des approches de modélisation alternatives s'avère ainsi parfois plus effectif lorsqu'il s'agit d'expliquer l'origine de structures observées (Couvreur et al. 2009).

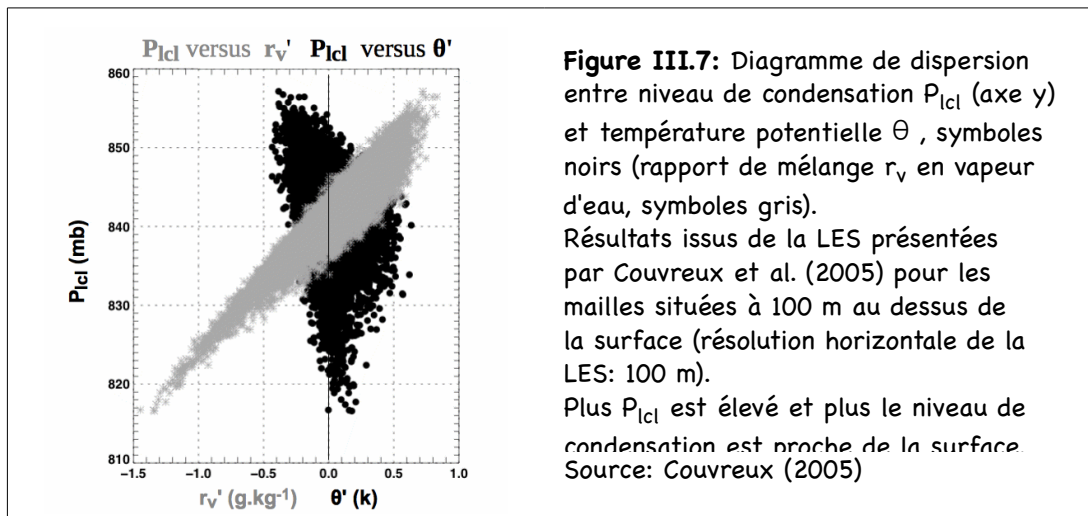
Des exemples de situations présentant une variabilité à méso-échelle des types discutés ci-dessus sont présentés sur la figure III.6.



Le champ de vapeur d'eau peut aussi présenter des fluctuations importantes aux échelles synoptiques et intra-saisonnières; e.g. les intrusions d'air sec sur le Pacifique tropical discutées au chapitre II.6. C'est aussi le cas au niveau des marges entre zones humides et sèches des régions de mousson telles que l'Afrique de l'ouest où les pulsations du flux de mousson s'accompagnent de fluctuations importantes de la vapeur d'eau dans les basses couches de l'atmosphère (Couvreur et al. 2010).

Il présente encore des fluctuations majeures aux échelles saisonnières sur les zones de mousson alternativement sèches et humides. Ce mode saisonnier de la vapeur d'eau conduit à des caractéristiques très contrastées de la dynamique diurne en surface et dans les basses couches, via les changements que la présence/absence de vapeur d'eau induit sur le bilan radiatif de surface. L'arrivée du flux de mousson, humide, se manifeste tout d'abord par une réduction significative du refroidissement nocturne au Sahel, et du DTR, souvent plusieurs semaines avant les premières pluies (Guichard et al. 2009).

A plus petite échelle (inférieure à quelques kilomètres), la vapeur d'eau présente encore une variabilité forte dans les basses couches de l'atmosphère (Crum et Stull 1987), en particulier dans la couche limite convective, notamment en relation avec sa structuration en thermiques (Weckwerth et al., 1996). Par ailleurs, de nombreux travaux soulignent une sensibilité forte de la convection nuageuse au champ d'humidité des basses couches atmosphériques (Crook 1996, Weckwerth et al. 1996). Les simulations LES présentées plus en détail ci-dessous montraient qu'à une échelle de l'ordre de 10 km, les fluctuations du niveau de condensation<sup>24</sup> sont importantes et s'expliquent majoritairement par celles du champ de vapeur d'eau dans la couche limite (Fig. III.7), même en l'absence d'hétérogénéités à la surface comme supposé dans cette simulation. Le même constat s'applique dans cette situation à d'autres indices convectifs tels la CAPE ou la CIN.



Il est donc utile de mieux appréhender comment est générée la variabilité de la vapeur d'eau dans la couche limite et de déterminer dans quelle mesure il est possible de la simuler. Ces deux questions sont au coeur de la thèse de Fleur Couvreur que j'ai encadrée pendant trois ans, de 2002 à 2005 et qui porte sur la variabilité de la vapeur d'eau dans les basses couches à méso-échelle.

L'approche mise en oeuvre s'appuie sur une utilisation combinée d'observations et de modélisation, en tout premier lieu la modélisation haute résolution LES. La majeure partie des observations utilisées sont issues de l'expérience IHOP\_2002<sup>25</sup> (Flamant et al. 2003, Weckwerth 2004), spécifiquement dédiée à la mesure du champ de vapeur d'eau dans les basses couches atmosphériques. Cette expérience s'est déroulée au printemps au dessus des grandes plaines américaines et a fourni un jeu de données sans précédent sur le sujet. Cyrille Flamant avait participé à

<sup>24</sup> Le niveau de condensation peut être considéré comme un proxy pour la base d'un nuage convectif (Betts 1997)

<sup>25</sup> IHOP: International H<sub>2</sub>O Experiment

cette campagne de mesures et coordonna ensuite le projet PATOM IHOP-France, ce qui apporta un cadre particulièrement propice à la réalisation de ces travaux.

Des observations plus anciennes, issues de l'expérience HAPEX-Sahel (Goutorbe et al. 1997) ainsi qu'une simulation LES existante d'un cas d'étude de cette expérience, simulation réalisée par Sylvie Donier et Pierre Lacarrère (Lacaze et al. 2003<sup>26</sup>), ont également constitué un apport très utile à cette thèse (Lothon et al. 2007). Ils nous ont de plus offert un premier contact avec les couches limites ouest africaines que nous avons ensuite exploré plus largement dans le cadre du projet AMMA.

La section suivante s'appuie principalement sur des travaux issus de la thèse de Fleur Couvreur.

---

<sup>26</sup> La méthodologie employée pour réaliser cette LES était particulièrement judicieuse. Je pense ici au traitement des conditions à la surface, qui reposait sur une utilisation de produits satellitaires documentant *précisément* cette journée particulière. La simulation de la couche limite convective souffre souvent de l'emploi de conditions trop approximatives à la surface.

### 3) Dynamique de couche limite convective et variabilité de la vapeur d'eau

#### (i) *Développement diurne de la couche limite convective*

La couche limite atmosphérique au dessus des continents se caractérise par une dynamique diurne importante, illustrée sur la Fig. III.8, pour une portion d'une journée particulière de l'expérience IHOP étudiée dans le détail par Couvreux et al. (2005), voir aussi Couvreux et al. (2007) et Couvreux et al. (2009). Au cours de la matinée de cette journée essentiellement sans nuages, on observe le développement vertical progressif de la couche convective au cours de la matinée. Le champ de réflectivité visualise des thermiques qui, avec le temps, sont de moins en moins nombreux mais de plus en plus puissants (hauts et larges). Parallèlement, la figure III.2 montre que les structures verticales fluctuantes du rapport de mélange de vapeur d'eau ( $r_v$ ) présentes le matin sur le premier kilomètre de l'atmosphère sont remplacées en début d'après midi par des profils bien mélangés sur la verticale, mais caractérisés par une forte variabilité spatiale à des échelles bien inférieures à celles typiquement fournies par les réseaux de radiosondages opérationnels les plus denses, de l'ordre de quelques centaines de kilomètres.

La dynamique diurne de la couche limite convective sans nuages est relativement bien connue, au moins pour ses caractéristiques moyennes au dessus des continents. La croissance de la couche limite est pilotée au premier ordre par le flux de chaleur sensible<sup>27</sup> à la surface et par la stabilité des couches atmosphériques au sein desquelles elle se développe (Tennekes 1973, Garratt 1992). Les advections de plus grande échelle, les processus radiatifs le vent et le cisaillement de vent correspondent généralement à des facteurs de second ordre, ou considérés comme tels<sup>28</sup>. Le cisaillement de vent est susceptible de moduler les taux d'entraînement en sommet de couche limite, défini comme le rapport entre flux de flottabilité à la surface et au sommet de la couche mélangée et noté  $\beta$  ci-après<sup>29</sup>. Les processus radiatifs constituent une source de chaleur 'interne' à l'atmosphère dont la contribution à la dynamique de couche limite, certes plus modeste que celle fournie par la surface, a été jusqu'à présent essentiellement négligée par la grande majorité des études de couche limite convective. On notera ici que, contrairement à certains a priori, la croissance de couche limite n'est pas causée par l'entraînement tel que défini précédemment. L'entraînement augmente effectivement le taux de croissance de quelques dizaines de % (d'environ 30% pour  $\beta = -0.2$ ). Cependant, sur les continents, une couche limite convective *non-entrainante*, à  $\beta = 0$ , présente encore un taux de croissance considérable résultant de la forte augmentation du flux de flottabilité en surface au cours de la matinée.

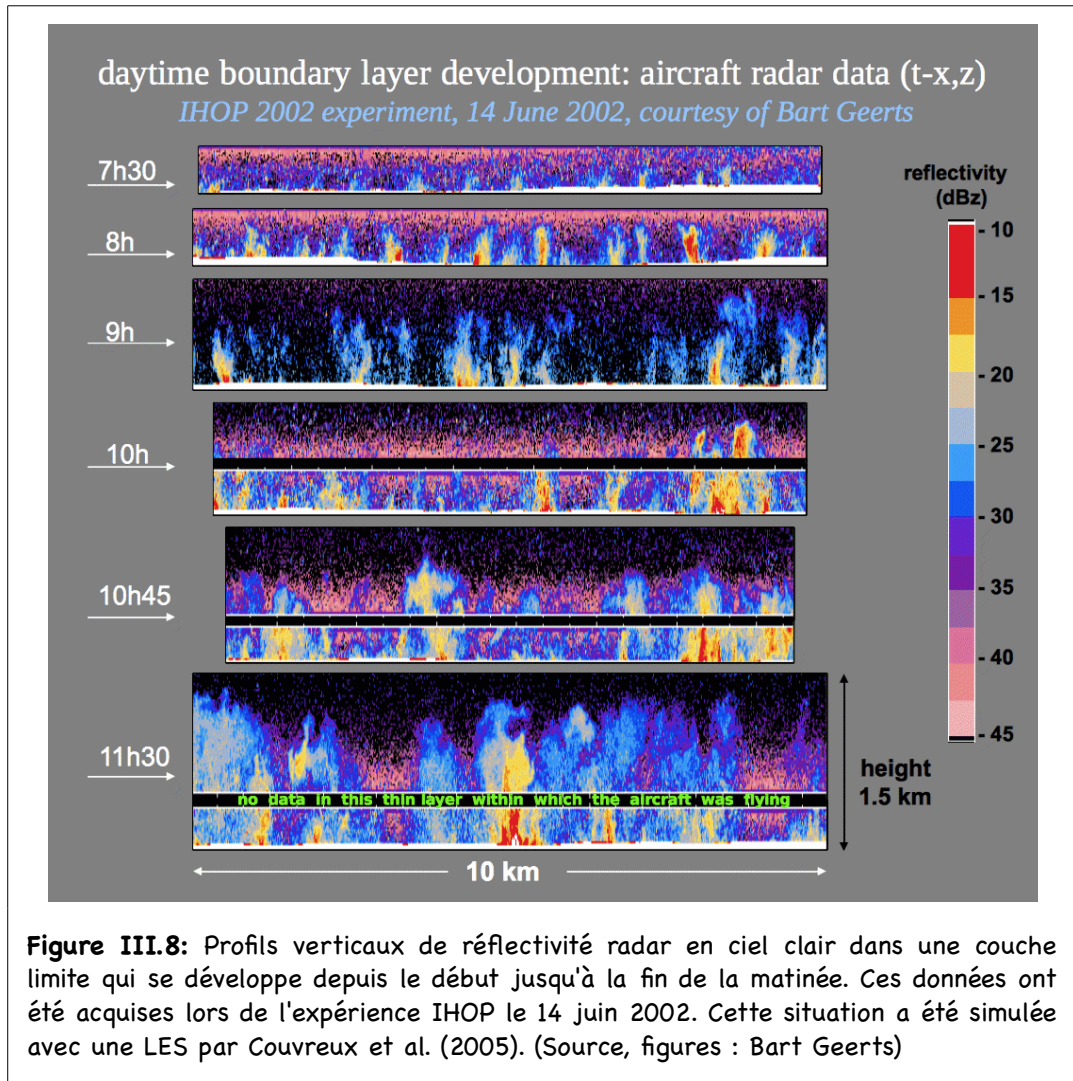
Par ailleurs, la convection de couche limite s'organise fréquemment en rouleaux en début de matinée, rouleaux qui cèdent ensuite leur place à des cellules ouvertes, soit un résultat finalement assez cohérent avec les variations respectives de hauteur de couche limite et de longueur de Monin-Obukhov caractérisant la phase de forte croissance de la couche limite au dessus des surfaces continentales en conditions de ciel clair.

---

<sup>27</sup> Ou plus précisément le flux de flottabilité; au dessus des océans le flux de vapeur d'eau apporte une contribution non négligeable au flux de flottabilité, car dans ces conditions, le flux de chaleur sensible est typiquement plus faible d'un ordre de grandeur que le flux de chaleur latente.

<sup>28</sup> Pour les processus radiatifs pris ici comme l'hypothèse d'une atmosphère *transparente* au rayonnement.

<sup>29</sup> Une valeur de  $\beta$  négative correspond à un flux de flottabilité de la troposphère libre vers la couche mélangée en conditions convectives, i.e. lorsque le flux de flottabilité à la surface est positif (flux à contre-gradient).



(ii) Observations et simulation LES de la vapeur d'eau dans la couche limite convective

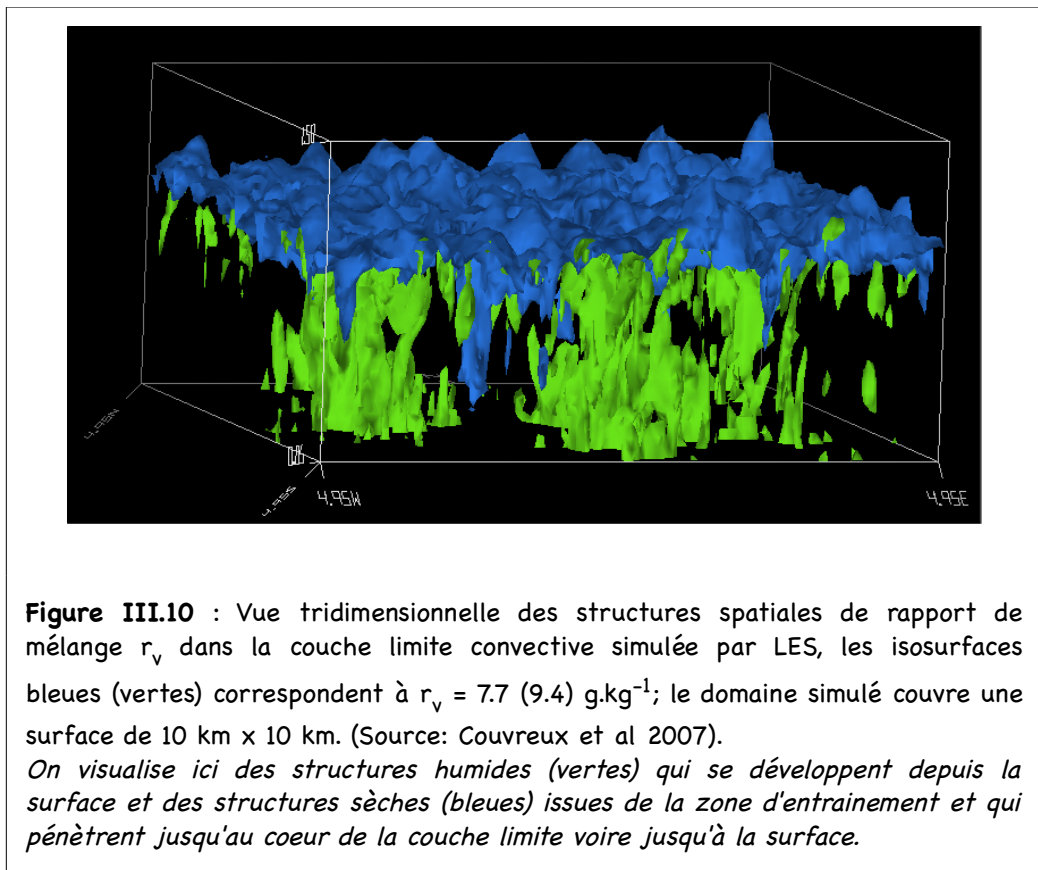
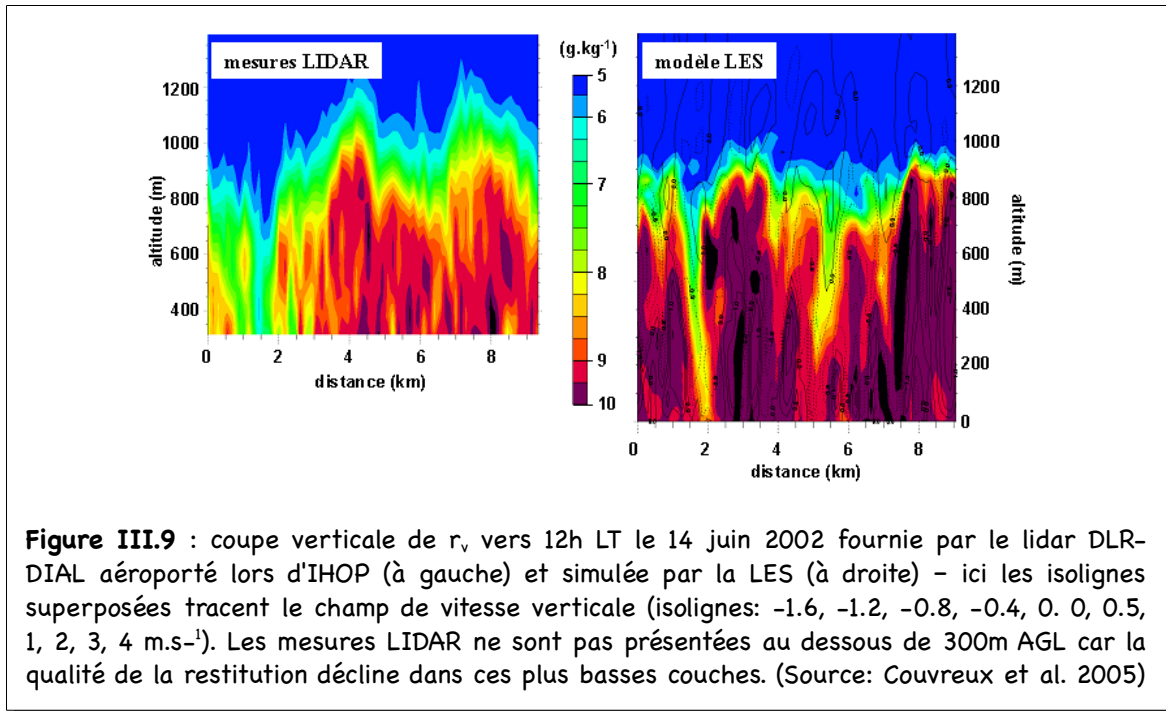
Contrairement à la dynamique moyenne de la couche limite convective claire, i.e. sans nuages, la variabilité du champ de vapeur d'eau en son sein a été beaucoup moins étudiée. Les travaux de thèse de Fleur Couvreux, basés sur l'étude d'une situation bien documentée, ont permis (i) de caractériser la variabilité observée, (ii) de la quantifier statistiquement, puis de l'expliquer (iii) via l'exploitation de simulations numériques LES, pour les échelles de l'ordre de 10 kilomètres (Couvreux et al. 2005 et 2007) et (iv) via une combinaison d'observations et de simulations pour les échelles de l'ordre de quelques centaines de kilomètres (Couvreux et al. 2009).

Les données de la campagne ont ainsi été utilisées pour mettre au point une LES *collant* au plus près à la situation observée via l'utilisation de conditions initiales et limites s'appuyant sur des observations. Cette approche permet de limiter des causes de désaccords non pertinentes -par rapport aux questions posées- entre observation et modélisation. De plus, elle fournit un cadre d'évaluation de la simulation, possible à partir de données indépendantes.

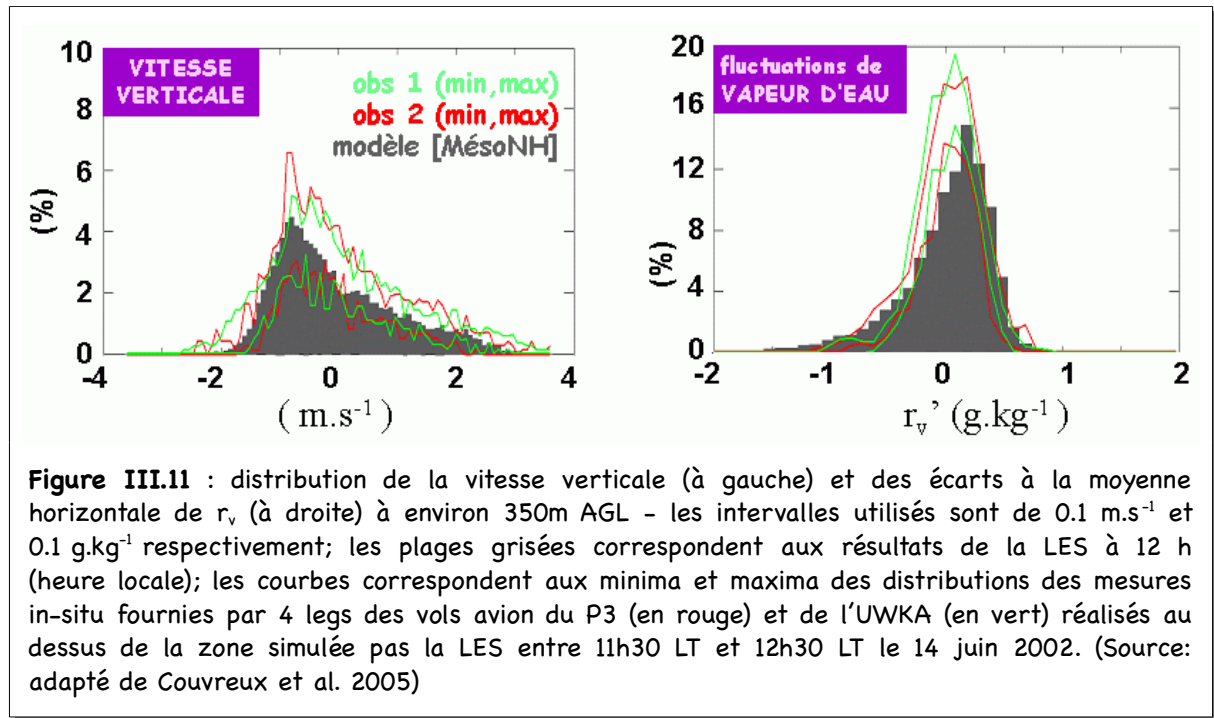
Une caractéristique frappante de cette couche limite convective en phase de forte croissance est l'omniprésence de filaments d'air relativement sec qui s'enfoncent profondément dans la couche limite sans modification notable de leur contenu en eau. Ceci est illustré sur la Fig. III.9 par des données LIDAR et une coupe verticale de la LES. L'écart entre les valeurs de  $r_v$  et de hauteur de couche limite fournies par la LES et les données LIDAR sont probablement liées aux caractéristiques distinctes des zones simulée d'une part et survolée par le LIDAR d'autre part au cours d'une journée.



Le champ de vapeur d'eau en particulier présentait un gradient fort et cohérent sur plusieurs dizaines de kilomètres dans la direction de vol de l'avion. La figure III.10 fournit une vision tridimensionnelle des fluctuations du champ de vapeur d'eau simulée.



La trace de ces filaments est également bien visible sur les mesures in-situ fournies par les vols avions réalisés au sein de la couche limite. Ces dernières ne donnent aucune information sur leur cohérence verticale, mais permettent de dériver des distributions qui ont été comparées à celles fournies par la LES (Fig. III.11). Si l'on retrouve des caractéristiques classiques comme une distribution asymétrique de la vitesse verticale, à facteur d'asymétrie positif, cohérente avec la présence de thermiques occupant une aire restreinte, mais puissants, on constate que la distribution de  $r_v$ , asymétrique elle aussi, se caractérise par un facteur d'asymétrie négatif, résultant dans le cas présent de la présence de filaments secs au sein de la couche *mélangee*. Ce résultat indique que la variabilité de la vapeur d'eau dans la couche limite ne s'explique pas simplement par un pilotage par les thermiques. En effet, les thermiques ascendants sont généralement caractérisés par une anomalie positive de leur contenu en vapeur d'eau. En lien direct avec ce constat général, les échelles des structures du champ de vapeur d'eau sont distinctes de celles des champs de vitesse verticale et de température. En cohérence avec les résultats de Lohou et al. (1998 a et b), Jonker et al. (1999), Durand et al. (2000) ou encore De Roode et al. (2004), elles sont plus grandes pour  $r_v$ . La Fig. III.11 montre par ailleurs l'excellent accord entre distributions observées et simulées, c'est aussi la première fois qu'est démontrée la possibilité de reproduire les distributions de vapeur d'eau observées par LES.



#### (iii) Croissance de la couche limite convective et asymétrie du champ de vapeur d'eau

Un facteur d'asymétrie  $Sk$  négatif est caractéristique des champs de  $r_v$  dans les couches limites convectives observées tout au long de l'expérience IHOP\_2002 (Couvreur et al. 2007). C'est également ce que nous avons constaté pour les couches limites sahéliennes en fin de saison des pluies (Lothon et al. 2007, cf aussi Saïd et al. données non publiées).  $Sk$  est souvent particulièrement fort (en valeur absolue) au cours des phases de plus forte croissance de la couche limite. C'est à dessein que je n'utilise pas ici le terme d'entraînement. Le facteur déterminant expliquant l'omniprésence de ces filaments secs est (i) le taux de croissance de la couche limite, largement contraint par l'augmentation considérable des flux de flottabilité en surface au cours de la matinée et la stabilité ( $\Gamma = \partial\theta_v/\partial z$ ) de l'atmosphère au sein de laquelle se développe la couche limite convective et (ii) la sécheresse de l'air incorporé au cours de cette phase de croissance.



Ces filaments d'air sec présentent par ailleurs une vitesse verticale négative. Les LES indique une persistance de cette caractéristique en dessous d'une altitude de l'ordre de 2/3 de la hauteur de couche limite. Ce résultat n'est pas intuitif puisque ces filaments d'air sec sont aussi plus chauds au moment de leur formation au niveau de la zone d'entraînement. L'importance des processus d'entraînement se manifeste ici, puisqu'ils déterminent en partie les propriétés initiales de cet ensemble de filaments (spectres de leurs tailles, de leurs contenus en vapeur d'eau...). Ensuite intervient l'épaississement de la couche limite résultant du développement de thermiques de plus en plus énergétiques. Là encore, la croissance de la couche limite est importante, car elle s'accompagne d'un réchauffement rapide: les filaments secs les plus larges descendent ainsi doucement dans une couche limite qui se réchauffe, sans que l'activité convective ne parvienne à les détruire<sup>30</sup>. Finalement ils perdent ainsi leur flottabilité initialement positive, et leur descente ultérieure, plus rapide, est cohérente avec cette flottabilité négative. Des poches froides (lourdes) d'air sec – morceaux de filaments qui ont été cassés du fait de l'activité turbulente de couche limite – arrivent alors parfois jusqu'à la surface. Une analyse conditionnelle des flux de vapeur d'eau montre que les flux associés à ces filaments d'air sec représentent environ 30% du flux total  $\overline{w'r'_v}$ , et plus de 50% de la variance totale, au sein de la couche limite étudiée.

Ces résultats montrent que les *structures dominantes* de la couche limite convective ne se limitent pas aux seuls thermiques ascendants; la croissance de la couche limite convective est elle-même génératrice de structures descendantes non assimilables à une diffusion turbulente simple de petite échelle (ces structures restent visibles dans la couche mélangée, bien en dessous de la zone d'entraînement). Alors que plusieurs paramétrisations récentes se basent sur une vision plus mécaniste du fonctionnement de la couche limite (e.g. Hourdin et al. 2002, Siebesma et al. 2007, Pergaud et al. 2009) via une représentation explicite des thermiques, on peut se poser la question de la pertinence de l'intégration des structures analysées ici.

Le premier intérêt de ces schémas récents est de fournir une formulation physique des flux de flottabilité à contre-gradient; ces flux résultent de l'existence des thermiques. Ils offrent aussi la possibilité d'un couplage pertinent entre convection et nuages de couche limite (e.g., Rio et Hourdin 2008, Neggers 2009), puisque la formation des nuages de couche limite est effectivement reliée à l'activité des thermiques (e.g. Lemone et Pennell 1976, Fig. II.4). Ils ouvrent aussi des perspectives pour le transport de traceurs comme pour la chimie atmosphérique. Lorsque la fonction de tels schémas est de fournir une meilleure estimation des propriétés moyennes de la couche limite convective telles que sa hauteur et sa couverture nuageuse, on peut penser qu'il est prématuré de leur adjoindre ces structures filamenteuses additionnelles. Le fait que 30% du flux de vapeur d'eau soit réalisé via ces structures ne signifie pas qu'une paramétrisation les ignorant sous-estime automatiquement les flux de 30%, mais que le flux est probablement réalisé en partie via d'autres mécanismes. Les propriétés des thermiques jouent vraisemblablement un rôle plus direct et majeur dans la formation des nuages de couche limite (e.g. Weckwerth 1996, Couvreux et al. 2010b). Il me paraît donc plus important d'avancer sur la représentation paramétrée de ces thermiques (e.g. Rio et al. 2010). En revanche, on peut penser que l'intégration de ces structures additionnelles serait utile à la modélisation de la chimie et plus généralement à la modélisation des phénomènes fortement dépendants de la variabilité interne à la couche limite, au delà de celle associée aux seuls thermiques.

#### (iv) Variabilité de la vapeur d'eau: Bilans de moments et flux de vapeur d'eau

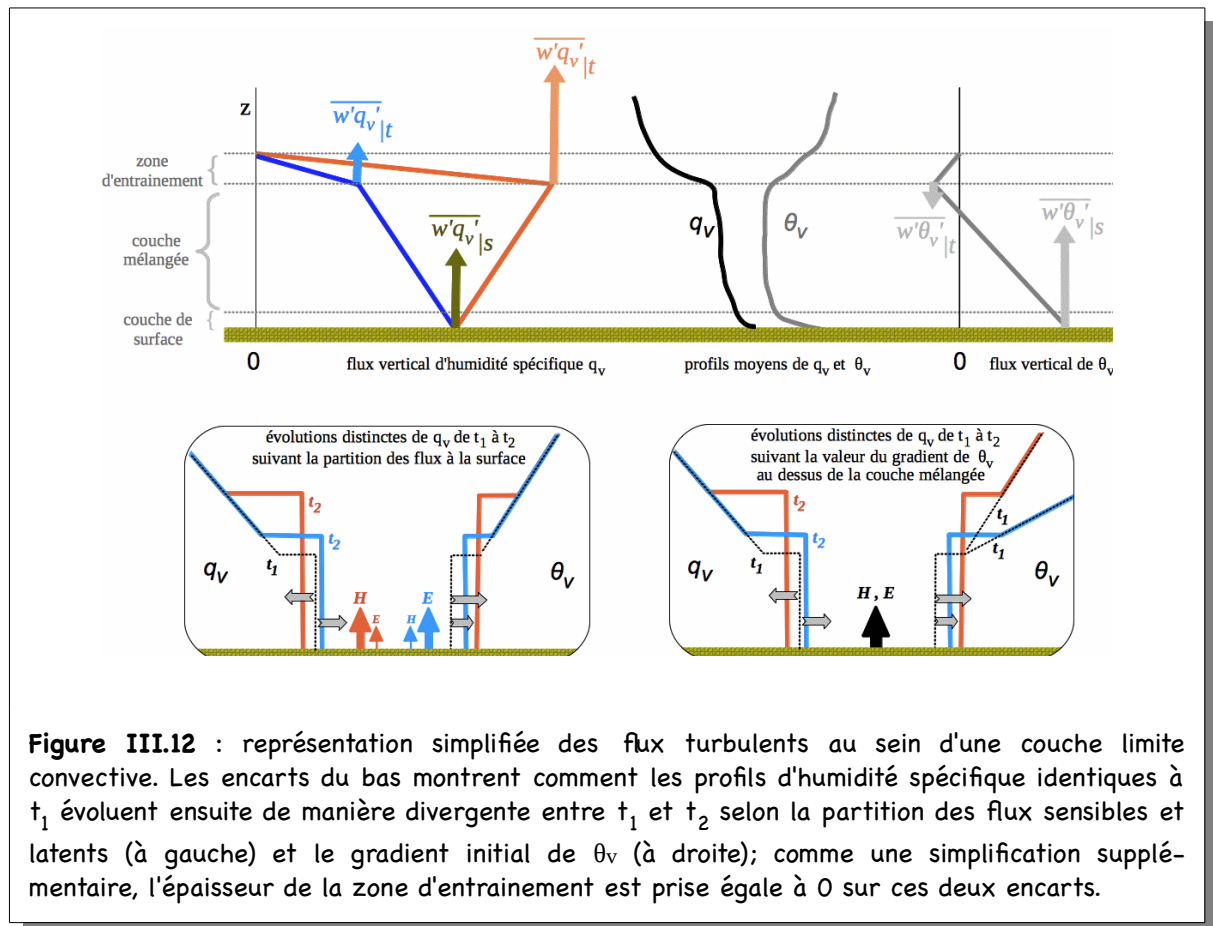
Grâce à la LES, une exploration poussée des mécanismes régissant la variabilité du champ de vapeur d'eau est possible. Les motivations d'une telle exploration sont multiples, depuis la compréhension de ces mécanismes jusqu'à l'appui à l'interprétation des observations (e.g. par vol avion) et la paramétrisation. Couvreux et al. (2007) présente sur ce sujet les premiers bilans complets des moments d'ordre 2 et 3 et du facteur d'asymétrie  $Sk(r_v)$  existants à ma connaissance. Je ne reviens pas en détail sur ces bilans relativement complexes faisant intervenir des moments d'ordre 3. On retiendra qu'ils montrent l'importance du transport turbulent de  $\overline{r_v'^2}$  et  $\overline{r_v'^3}$  ( $\partial \overline{w'r_v'^2}/\partial z$  et

<sup>30</sup> La forme de ces filaments, qui s'apparente, schématiquement, à celle d'un cône renversé, et l'inspection d'animation des résultats de la LES indiquent cependant l'action des mouvements turbulents de couche limite convective, qui attaquent ces structures à leur périphérie (d'où un amincissement), et cassent les plus fins.

$\partial \overline{w' r_v'^3} / \partial z$ ) qui redistribue vers le bas la variance et l'asymétrie négative générée en sommet de couche mélangée par des processus turbulents faisant intervenir les gradients  $\partial \overline{r_v} / \partial z$ , la divergence des flux turbulents  $\partial \overline{w' r_v'} / \partial z$  et la variance  $\overline{r_v'^2}$  (termes de production par gradient et divergence de flux).

Cette étude de bilan a aussi permis de mettre en perspective les relations entre facteur d'asymétrie de la vapeur d'eau  $Sk(r_v)$  et divergence de flux de vapeur d'eau  $\overline{w' r_v'}$ , comme discuté ci-dessous.

Le schéma III.12 illustre le fait que l'on observe des situations pour lesquelles la divergence du flux de vapeur d'eau dans la couche limite est positive ou bien négative. Dans le premier cas, le rapport de mélange moyen dans couche limite  $r_v$  diminue, dans le second cas il augmente; on dit alors souvent que la couche limite s'assèche ou qu'elle s'humidifie). Si on néglige des advections éventuelles, il faut bien réaliser que ce système ne contient pas de puits de vapeur d'eau et que sa seule source provient de l'évapotranspiration en surface<sup>31</sup>. Un assèchement peut se produire lorsque la croissance de la couche limite s'accompagne d'une forte dilution de l'apport de la surface par mélange avec un air plus sec, il est alors d'autant plus important que la couche limite s'épaissit beaucoup. A l'inverse, le rapport de mélange moyen dans la couche limite augmente lorsque l'apport de la surface est peu dilué sur la verticale; un flux d'évapotranspiration important, une faible croissance de la couche limite et une troposphère humide favorisent tous les trois ce comportement.



<sup>31</sup> Je n'évoque pas ici les couches limites nuageuses; dans ce cas, l'humidité devient un facteur limitant le développement vertical de la couche mélangée (en  $\theta_v$ ) puisqu'alors, la formation de nuages fournit une source de chaleur interne et conduit à des structures distinctes de celles associées à la convection sèche.

Ces considérations suggèrent aussi des signatures différentes de la variabilité de  $r_v$  associée à ces deux régimes de fonctionnement. Par exemple, on peut penser que les amplitudes de  $\overline{r_v'^2}$  et de  $\overline{r_v'^3}$  sont plus fortes dans une couche limite qui s'assèche, au moins en partie haute, la dynamique des variations de  $Sk(r_v)$  est plus complexe et fait intervenir des compensations importantes entre les fluctuations de  $\overline{r_v'^2}$  et  $\overline{r_v'^3}$  (c'est également le cas pour les bilans de ces quantités). Les observations de l'expérience IHOP sont ancrées à une région et une période de l'année particulières. Cependant, des simulations LES additionnelles ont permis d'analyser conjointement les bilans de couches limites qui s'assèchent et s'humidifient. Il est alors possible d'identifier les différences de balance entre processus associés à ces deux régimes contrastés et responsables de la variabilité simulée.

L'analyse réalisée par Couvreur et al. (2007) sur la base de bilans LES prolonge notamment les travaux de Mahrt (1991) qui s'appuyaient sur une analyse de nombreux vols avions et sur une discussion qualitative des bilans de  $\overline{r_v'^3}$  ; elle fournit aussi des éléments qui s'écartent de certaines interprétations présentées dans cette étude. Mahrt (1991) propose une connexion entre le signe de  $Sk(r_v)$  dans la couche de surface et la divergence de  $\overline{w'r_v'}$  dans la couche mélangée. En résumé, une couche limite convective qui s'assèche serait caractérisée par une valeur négative de  $Sk(r_v)$  tandis qu'une couche limite qui s'humidifie présenterait un facteur d'asymétrie  $Sk(r_v)$  positif. Une telle relation offre un cadre d'interprétation des données intéressant, d'autant que l'estimation de  $Sk(r_v)$  est plus simple que celle des flux par vols avions (besoins de vols à différents niveaux, filtrages...). Nous avons retrouvé cette connexion dans les simulations LES. Cependant, cette distinction ne se manifeste effectivement que dans la couche de surface et non au dessus, dans la couche de mélange où  $Sk(r_v)$  est négatif (Fig. III.13), que la la couche limite s'humidifie ou s'assèche. Les bilans fournis par la LES sur toute l'épaisseur de la couche limite montrent qu'il est délicat de tirer des conclusions d'une analyse qualitative.

#### (v) Perspectives

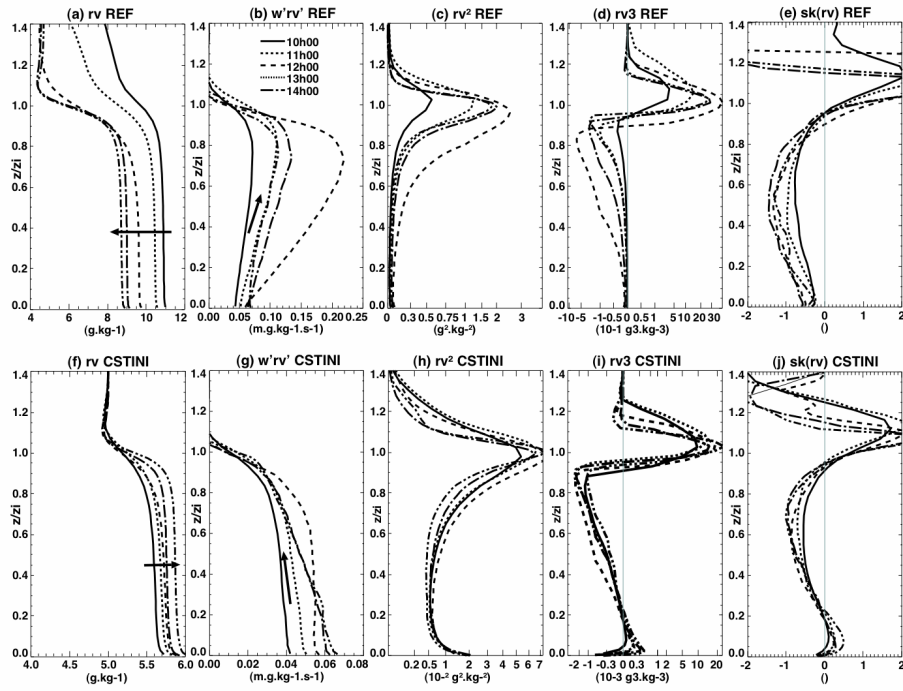
Les travaux de thèse de Fleur Couvreur se sont à dessein concentrés sur des couches limites convectives au fonctionnement *relativement simple*: surface homogène et ciel clair. La confrontation des simulations LES aux observations s'est révélée concluante et la simulation numérique a permis à son tour de pousser plus avant l'analyse des mécanismes rendant compte de la variabilité observée dans la couche limite.

L'exploitation de ces LES a ultérieurement aidé à la formulation d'une nouvelle paramétrisation de l'entraînement (Couvreur et al. 2010b, Rio et al. 2010). Parmi les utilisations futures de cette approche numérique à fine résolution, je pense à celles visant à mieux comprendre comment sont réalisés les échanges énergétiques entre la surface et l'atmosphère, via la couche limite, claire mais aussi nuageuse, en particulier les flux d'énergie sensible et de vapeur d'eau. L'étude de van Heerwaarden et al. (2010) souligne la multiplicité des rétroactions mises en jeu dans la réalisation de ces échanges énergétiques. Elle s'appuie sur une modélisation couplée surface-couche limite-atmosphère relativement simple et unidimensionnelle qu'il serait très utile de compléter par la simulation numérique haute résolution intégrant une modèle de surface couplé.

On notera aussi que les processus radiatifs dans l'atmosphère ont été négligés dans les simulations LES discutées ci-dessus. C'est une hypothèse couramment employée dans la 'communauté LES', même si l'on peut penser qu'elle est peu pertinente dans certaines circonstances; e.g. surface très chaude, contenu important en aérosols, zone d'entraînement très marquée en température et humidité. Ces circonstances sont couramment rencontrées au Sahel. Le travail de modélisation haute-résolution initié au cours du post-doc de Catherine Rio ou encore celui réalisé par Guylaine Canut et Fleur Couvreur pour des conditions de ce type (e.g. voir Lothon et al. 2010) me semble particulièrement pertinent pour aborder ce sujet inexploré.

Plus généralement, en fin d'après-midi, les caractéristiques moyennes en basses couches apparaissent comme une *empreinte* intégrée de la dynamique de couche limite des heures précédentes (e.g. l'épaisseur atteinte par la couche mélangée, les structures spatiales du champ de vapeur d'eau - cf

Couvreux 2005). Cependant le flux de flottabilité en surface n'est plus le facteur dominant, la turbulence de basses couches comme le rayonnement sont alors des processus contribuant tout autant aux évolutions observées. Les caractéristiques de la couche limite pendant cette phase sont difficiles à mesurer et très mal cernées. Cette phase n'est probablement pas la plus fondamentale pour les échanges énergétiques entre surface et atmosphère, mais son importance est d'une autre nature. On notera par exemple que la convection profonde se développe fréquemment au cours de cette période; la soirée correspond aussi au passage d'une dynamique de basses couches instable à stable, et ses caractéristiques conditionnent en partie les circulations nocturnes qui se développent ensuite. De manière concrète, je suis impliquée dans le projet BLLAST (Lothon et al. 2010) dont l'objectif est d'analyser cette phase de la journée à l'aide d'observations et de modélisation, en s'appuyant sur les données fournies par une campagne de mesure, prévue en 2011.



**Figure III.13 :** profil verticaux normalisés par la hauteur de la couche mélangée du rapport de mélange  $r_v$ , du flux de vapeur d'eau  $\overline{w'r'_v}$ , de la variance  $\overline{r_v'^2}$  et du moment d'ordre 3  $\overline{r_v'^3}$  de la vapeur d'eau et du facteur d'asymétrie  $Sk(r_v)$ , en haut pour une couche limite qui s'assèche et en bas pour une couche limite qui s'humidifie. Résultats de simulations LES de couche limite convective diurne de 10h à 14h pour cinq échéances. A l'exception des graphes de  $Sk(r_v)$ , les échelles employées suivant l'axe x sont différentes pour les deux simulations et non linéaires afin de présenter simultanément les gammes de variation dans la couche de surface, la couche mélangée, et la zone d'entraînement (Source: Couvreux et al. 2007).

#### 4) Cycle de l'eau à grande échelle en Afrique de l'Ouest : de nouvelles estimations des bilans

##### (i) Contexte

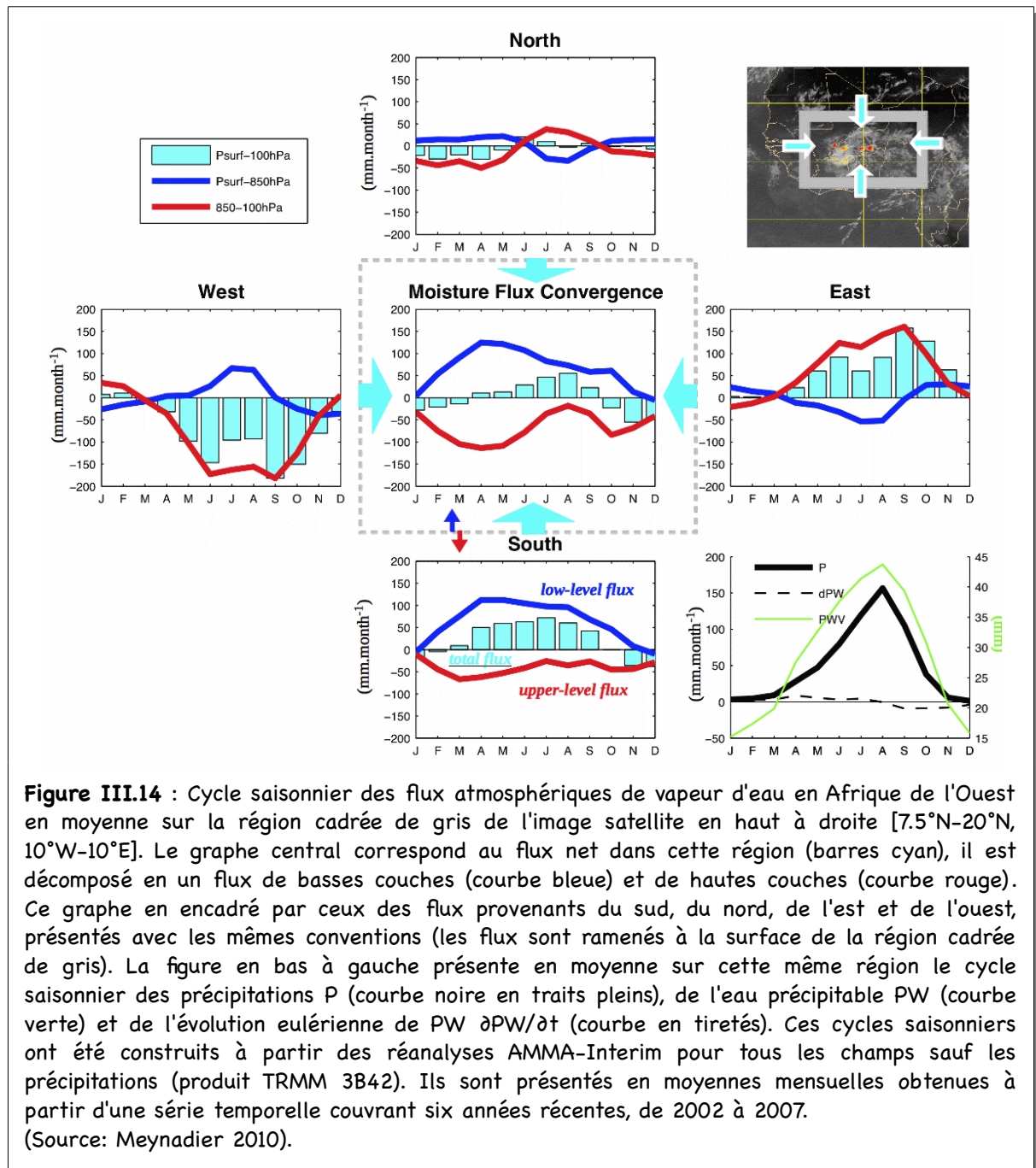
Comme mentionné précédemment, et à une échelle radicalement différente, je me suis investie au cours des cinq dernières années sur la thématique du cycle de l'eau en Afrique de l'Ouest (Bock et al. 2008, Meynadier et al. 2010a, 2010b, Guichard et al. 2010, Bock et al. 2010). Ce cycle de l'eau résulte d'un ensemble de processus de nature distincte, interagissant entre eux sur de nombreuses échelles spatiales et temporelles, depuis les circulations de mousson à grande échelle jusqu'à celles des processus impliquées dans la formation des nuages, de la pluie et dans la transpiration de la végétation. Les mécanismes impliqués dans ces interactions ne sont pas tous identifiés, au delà même de ceux qui sont encore débattus, par exemple les mécanismes de rétroactions entre humidité du sol et précipitations et l'importance du recyclage de l'eau (Gong et Eltahir 1996).

La connaissance du cycle de l'eau en Afrique de l'Ouest est un enjeu majeur. On connaît mal l'origine de l'eau, continentale versus océanique, qui se retrouve sous forme de précipitations, alors que cette partition est probablement un élément important pour appréhender les sensibilités du cycle de l'eau sur cette région; je pense ici par exemple à la sensibilité de la pluie à l'intensité du flux de mousson ou encore à des conditions de surface plus locales. Par le passé, peu d'études se sont penchées sur ces questions (Lamb 1983, Cadet et Nnoli 1987, Brubaker et al. 1993, Gong et Eltahir 1996, Fontaine et al. 2003). Les observations ont été peu nombreuses et les performances des analyses, réanalyses et modèles généralement employés pour aborder ce sujet restent problématiques comme discuté plus en détail ci-dessous. Un grand nombre de processus difficiles à paramétrer interviennent en effet dans le cycle de l'eau en Afrique de l'Ouest. Ces limitations sont probablement en partie responsables des conclusions parfois divergentes des rares travaux mentionnés ci-dessus - e.g. concernant des éléments aussi fondamentaux que le signe de la différence entre évapotranspiration à la surface et précipitations (E-P) : Brubaker et al. (1993) et Fontaine et al. (2003).

La figure III.14 présente une vue synthétique du cycle saisonnier des flux atmosphériques de vapeur d'eau en Afrique de l'Ouest. Ce cycle saisonnier est à considérer dans ses grandes lignes. Même à cette échelle relativement grande, on constate en effet des différences non négligeables entre (ré)analyses, en particulier dans les basses couches. L'estimation du flux net de vapeur d'eau (barres cyan, graphe du milieu) est d'autant plus délicate qu'elle met en jeu des compensations fortes entre circulations en basses couches et dans la troposphère libre, entre flux d'est et flux d'ouest.

On peut cependant retenir l'importance du flux de basses couches au sud, la forte divergence des flux dans la troposphère libre, et un cycle saisonnier du flux net qui met en jeu les circulations de toute la colonne atmosphérique. Le flux méridien de vapeur d'eau sur la zone considérée est ainsi maximal au printemps dans les basses couches alors que le maximum du flux net n'est observé que quelques mois plus tard, et coïncide avec le minimum de divergence du flux net en troposphère libre.

Au premier ordre, les flux d'ouest et d'est se neutralisent; i.e. les flux d'ouest de vapeur d'eau entrants sont égaux aux flux d'est sortants. Cependant, les anomalies des pluies de mousson semblent faire intervenir des anomalies de ces composantes zonales des flux (Fontaine et al. 2003, Pu et Cook 2010). Ainsi, la force des pluies de mousson ne s'explique pas simplement par celle de l'apport de vapeur d'eau méridien.



#### (ii) Les apports d'AMMA

Un intérêt du programme AMMA est qu'il a permis pour la première fois de disposer d'analyses atmosphériques à grande échelle constituées à partir d'un jeu de données beaucoup plus conséquent que par le passé. De plus, ces données ont bénéficié d'un effort important investi dans la correction des biais d'humidité des sondages. Les études récentes suggèrent que ces données contribuent à améliorer les analyses, notamment le champ d'eau précipitable (Bock et al. 2008). Cependant, elle ne permettent pas à elles seules de régler l'ensemble des problèmes récurrents à ces produits météorologiques tels qu'ils sont élaborés aujourd'hui (e.g., Panareda et al. 2010). En particulier, les structures des convergences d'humidité fournies par les analyses restent très influencées par les paramétrisations du modèle. Les plus fortes convergences sont ainsi co-localisées et fortement corrélées aux champs de précipitations simulés alors que ces derniers coïncident mal avec les pluies estimées par satellite. Les précipitations simulées par l'ECMWF-IFS sont par exemple décalées

d'environ 5° en latitude par rapport aux estimations basées sur l'observation. Il est probable que la bande zonale de fortes vitesses verticales fournie par cette analyse à grande échelle est elle aussi décalée au sud de plusieurs centaines de km. (On notera ici que le grand domaine considéré pour réaliser les bilans de la Fig. III.14 permet de minimiser l'impact de ce décalage en latitude sur les flux présentés.)

C'est aussi dans la cadre du programme AMMA qu'a été développé le projet ALMIP (Boone et al. 2009). Le premier objectif d'ALMIP était d'évaluer de manière détaillée tout un ensemble de modèles de surface sur l'Afrique de l'Ouest en réalisant des simulations sur plusieurs années à des résolutions de 0.5°x0.5°. Sans entrer dans le détail, ce type de modèles permet de calculer des bilans d'eau et d'énergie à la surface à partir d'information sur les précipitations, les flux radiatifs incidents et les conditions de vent, de température et d'humidité à la surface. La méthodologie mise en oeuvre par ALMIP présente l'intérêt de s'appuyer préférentiellement sur des produits issus d'observations satellitaires plutôt que sur des réanalyses météorologiques dont on a vu précédemment les limitations. Ce choix est d'autant plus important que les résultats fournis par ces modèles de surface se sont avérés particulièrement sensibles aux champs de précipitations fournis sur l'Afrique de l'Ouest. Les résultats des simulations ALMIP sur l'Afrique de l'Ouest ont ainsi fourni une alternative particulièrement intéressante d'estimation des flux d'évapotranspiration.

#### (iii) La fabrique de nouveaux bilans d'eau

En collaboration avec Olivier Bock et dans le cadre de la thèse de Rémi Meynadier, nous nous étions fixés comme objectif principal de réaliser de nouveaux bilans d'eau atmosphérique à grande échelle en tirant partie de l'émergence de nouveaux produits, en particulier ceux développés spécifiquement pour l'Afrique de l'Ouest dans le cadre d'AMMA. Notre hypothèse était que nous arriverions alors à obtenir une meilleure estimation de ces bilans que celles obtenues par les études précédentes.

En pratique, nous avons réalisé que les informations fournies par les (ré)analyses présentaient encore des limitations fortes sur l'Afrique de l'Ouest. Ces limitations ne sont d'ailleurs pas exclusivement reliées aux précipitations simulées mais concernent l'ensemble des processus impliqués.

- a) La qualité des estimations du flux de vapeur d'eau est limitée par deux facteurs distincts:
  - a1. la résolution spatio-temporelle des produits disponibles est parfois trop grossière en comparaison des échelles de fluctuations de ces flux - le flux humide de mousson en particulier occupe les plus basses couches de l'atmosphère, sa structure verticale n'est que marginalement documentée par quelques niveaux de pression standards;
  - a2. les divergences importantes des estimations de flux en basses couches fournies par les différentes réanalyses, en relation avec le traitement des processus physiques à la surface et dans les basses couches; on notera que ces divergences ne se limitent pas aux situations fortement convectives et précipitantes mentionnées précédemment et se manifestent jusqu'aux confins du désert du Sahara; ce second facteur est plus fondamental et plus critique.

b) Les champs d'évapotranspiration issus de plusieurs réanalyses présentent également des biais importants pendant toute l'année, et en particulier hors de la saison de mousson; ces biais sont donc eux aussi loin d'être expliqués par des considérations de couplages entre évapotranspiration à la surface et précipitations. Dursch et Viterbo (2007) par exemple identifient de fortes sur-estimations des champs d'évapotranspiration en zone sub-tropicale dans l'ECMWF IFS en début d'été. Plus généralement, nous avons constaté que ce biais est particulièrement prononcé avant l'arrivée des pluies au Sahel.

Une interprétation de ce problème est que la technique d'assimilation de l'eau du sol employée ici conduit à augmenter l'humidité du sol pour compenser un apport trop faible de vapeur d'eau par une circulation de mousson déjà établie depuis plusieurs semaines avant les premières pluies au Sahel<sup>32</sup>.

<sup>32</sup> On constate souvent que le vent en basses couches est plus faible dans cette analyse que dans les observations (sondages) en zone sahélienne; cf. par exemple la comparaison présentée dans la thèse d'Amanda Gounou. Il est délicat de tirer des conclusions trop définitives de ce type de comparaison dans la mesure où les propriétés des

Une trop faible advection peut en effet conduire à une atmosphère trop sèche à la surface. Cette interprétation est par ailleurs cohérente avec le fait que le processus d'assimilation conduit aussi à une réduction de l'eau précipitable (incrément négatif). Dans la simulation, la vapeur d'eau dans les basses couches résulte trop largement d'un *apport local* via l'évapotranspiration à la surface au détriment de circulations atmosphériques opérant à plus grande échelle une simple *redistribution* de l'eau. En l'absence de précipitation, la quantité de vapeur d'eau présente dans l'atmosphère ne peut alors qu'augmenter. On notera ici qu'une augmentation de la vapeur d'eau sur la colonne atmosphérique peut s'accompagner d'un assèchement de l'air la surface lorsque le développement vertical de la couche limite convective est important et conduit à une dilution considérable de l'apport de vapeur d'eau en surface avec de grandes quantités d'air beaucoup plus sec. Le processus d'assimilation opère alors simultanément une humidification du sol et un assèchement de l'atmosphère pour corriger ces défauts opposés à la surface et dans la colonne atmosphérique.

Ces éléments ont guidé les travaux de Rémi Meynadier vers la mise en place d'un bilan dit 'hybride' du bilan d'eau intégré sur toute la colonne atmosphérique. Ce bilan combine les pluies utilisés par les modèles ALMIP (P), les évapotranspirations obtenues avec les modèles de surface (E), l'eau précipitable de la réanalyse ERA-Interim (PW) et un flux net de vapeur d'eau ( $F(PW)$ ) obtenu comme un résidu de l'équation

$$\partial PW / \partial t = E - P + F(PW)$$

Meynadier et al. (2010a) analyse ainsi le cycle saisonnier de ce bilan hybride sur la base d'une série de champs journaliers couvrant six années récentes. Cette étude discute aussi sa variabilité inter-annuelle courte. De nombreux éléments sur l'incertitude associée à ce bilan sont pour la première fois présentés de manière très documentée.

Ces travaux soulignent l'existence de couplages distincts entre processus suivant les zones géographiques considérées, correspondant aux régimes hydriques et dynamiques contrastés prévalant dans les zones guinéenne, soudanienne et sahélienne. Les figures III.15 et III.16 présentent deux résultats particuliers issus de ces travaux.

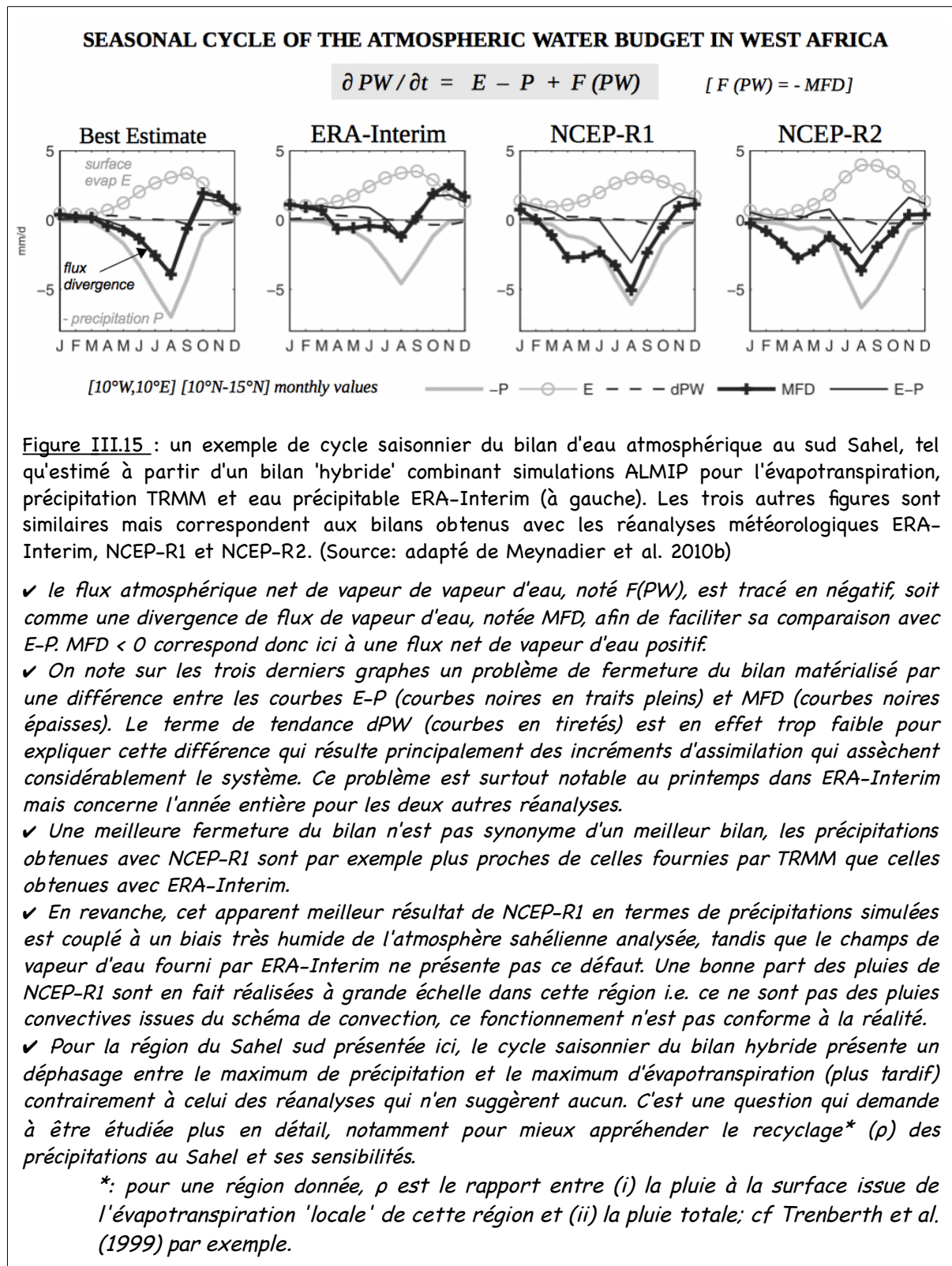
Ce bilan hybride a aussi permis d'évaluer de manière plus étayée les bilans dérivés de réanalyses (Meynadier et al. 2010b). Il a également été employé comme diagnostic d'évaluation de la réanalyse ECMWF-AMMA (Agusti-Panareda et al. 2010). Les limitations associées à une modélisation parfois trop approximative de la pluie étaient attendues. En revanche, l'évaluation présentée par Meynadier et al. (2010b) souligne aussi de fortes divergences des estimations d'évapotranspiration. Rétrospectivement, et au delà des (re)analyses actuelles, des différences dans les estimations de l'évapotranspiration à grande échelle apparaissent même expliquer une bonne part des divergences de vue des études passées (Meynadier 2010).

Finalement, les travaux de thèse de Rémi Meynadier comme les études d'Agusti-Panareda et al. (2010) et de Couvreur et al. (2010) indiquent des couplages forts et variés entre la dynamique de la dépression Saharienne et le cycle de l'eau en Afrique de l'Ouest. Avant l'arrivée des pluies, le flux de mousson s'intensifie en réponse aux creusements de cette dépression observés aux échelles synoptiques, un phénomène qui s'accompagne d'une humidification temporaire de l'atmosphère sahélienne et de quelques pluies. Inversement, pendant la mousson, une dépression saharienne en moyenne plus marquée est généralement associée à des précipitations sahéliennes simulées moins abondantes dans les (ré)analyses.

---

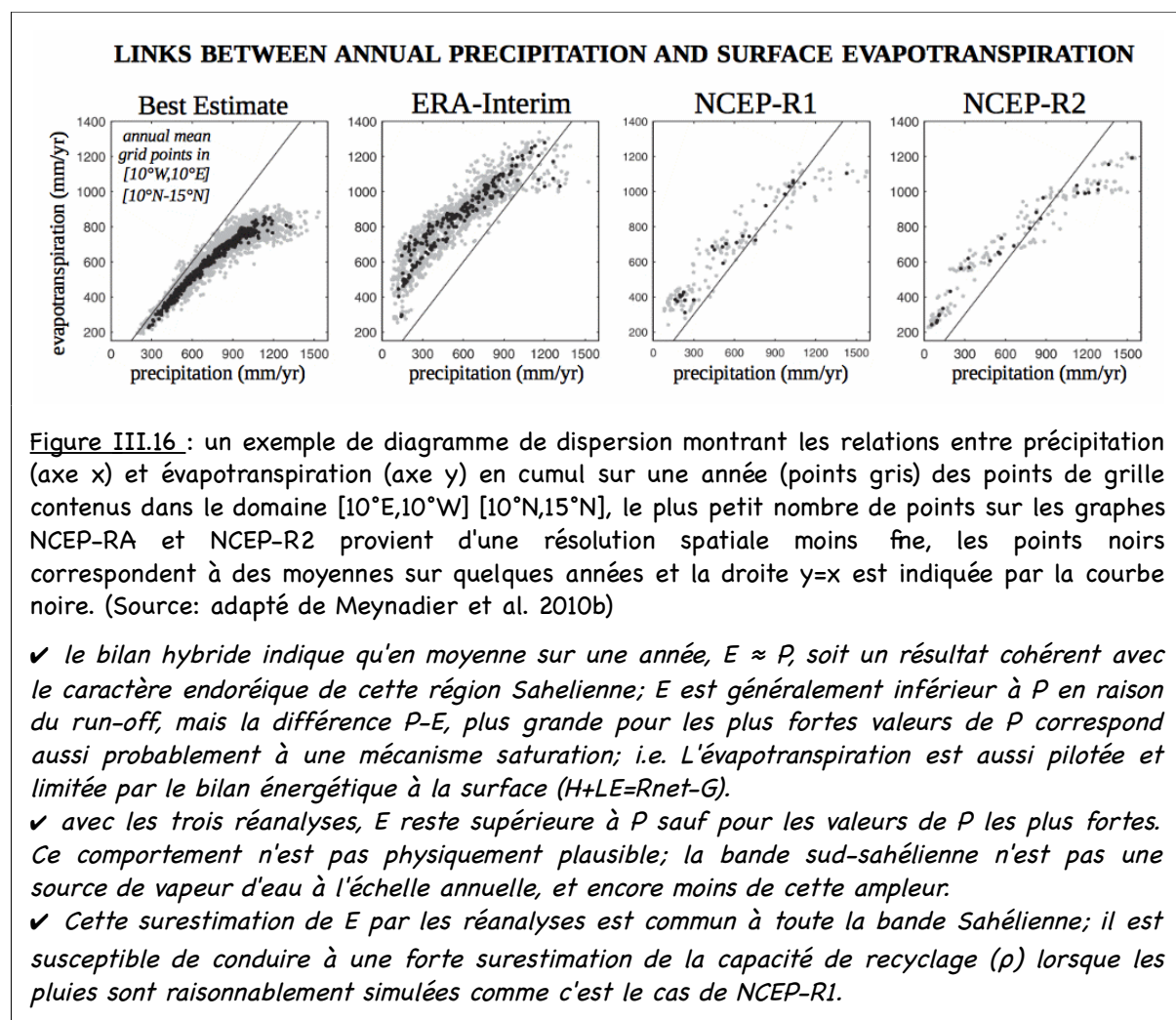
basses couches atmosphériques, fortement influencées par les conditions locales à la surface, présentent souvent une variabilité spatiale non négligeable à méso-échelle. Cependant, la récurrence de ce constat sur d'autres sites de mesures est indicative.





Il est probable que cette sensibilité traduise un effet inhibiteur dominant de la sécheresse de l'air sur la convection précipitante (voir aussi Bock et al. 2008). La sécheresse de l'air sahélien est souvent considérée comme un élément structurant de la convection organisée à méso-échelle observée

sur cette région (Barnes et Sieckman 1984, Roca et al. 2005)<sup>33</sup>. Néanmoins, ces résultats plus récents montrent qu'il est nécessaire de prendre en compte une plus grande variété de mécanismes d'interaction entre convection et champ d'humidité (i) pour expliquer les précipitations observées comme simulées et (ii) pour comprendre leur sensibilités. Il serait utile d'analyser si certains de ces mécanismes ne s'apparentent pas à ceux observés sur le Pacifique tropical lors des intrusions d'air sec (Redelsperger et al. 2002, cf. II.6).



#### (iv) Perspectives

Au delà des travaux développées par Meynadier et al., ces nouveaux bilans pourraient certainement contribuer à une analyse des mécanismes mis en jeu dans la variabilité synoptique et intra-saisonnière. Finalement, ils apportent des éléments nouveaux sur la question du recyclage de l'eau qui restent à étudier plus précisément.

En termes de modélisation, ces bilans constituent un diagnostic dont l'utilité ne se limite pas à l'évaluation des modèles de prévision. Ils apportent aussi un outil puissant d'évaluation des modèles de climat depuis les échelles journalières à saisonnières voire inter-annuelles.

<sup>33</sup> Cette structuration est obtenue via la formation de courants de densité convectifs d'autant plus puissants qu'ils mettent en jeu une évaporation plus forte des précipitations. Un environnement plus sec est ainsi plus propice à une structuration de ce type. Le courant de densité à son tour peut favoriser le maintien du système convectif en initiant par soulèvement la formation de nouvelles cellules convectives. On peut penser que ce mécanisme est particulièrement important dans un environnement où l'inhibition convective est forte.

Par ailleurs, la qualité des (ré)analyses actuelles n'a pas permis de développer une exploration poussée des structures verticales de ces bilans. Cependant, c'est un sujet qu'il sera important de poursuivre à partir de bilans déduits d'observations (Bouniol et al. 2010).

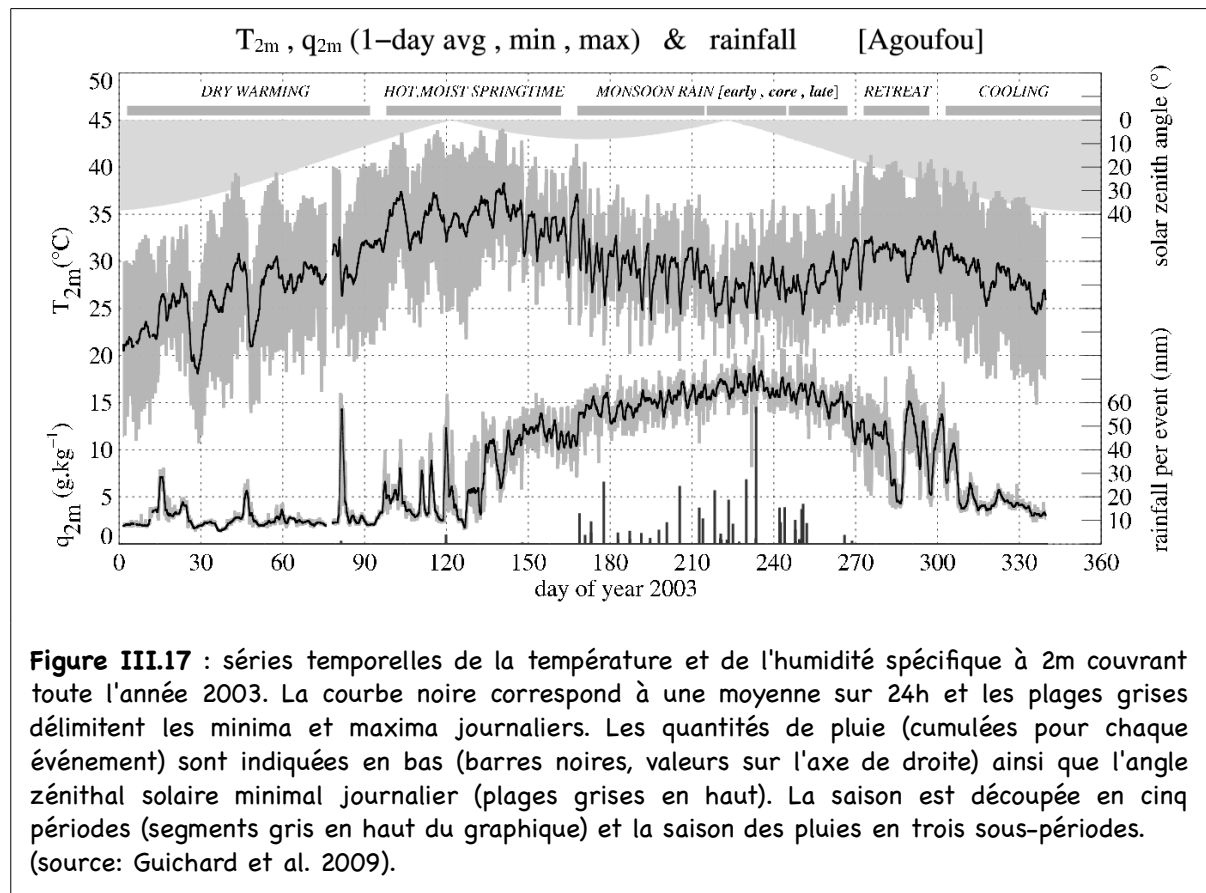
Je pense aussi qu'il serait maintenant important de leur **adjoindre des estimations de bilan d'énergie statique sèche** ou d'une variable équivalente afin de réaliser des **analyses couplées du cycle énergétique et du cycle de l'eau**. Ce constat peut sembler naturel, les analyses de processus présentés en section I sont basés sur une utilisation conjointe des bilans de température et de vapeur d'eau. Il est ici aussi motivé par la variété des processus et mécanismes faisant intervenir l'eau en Afrique de l'Ouest, dans l'atmosphère comme à la surface. C'est un sujet développé dans la section suivante.

### 5) Bilan énergétique et couplages rayonnement-thermodynamique au Sahel

#### (i) Contexte et motivation

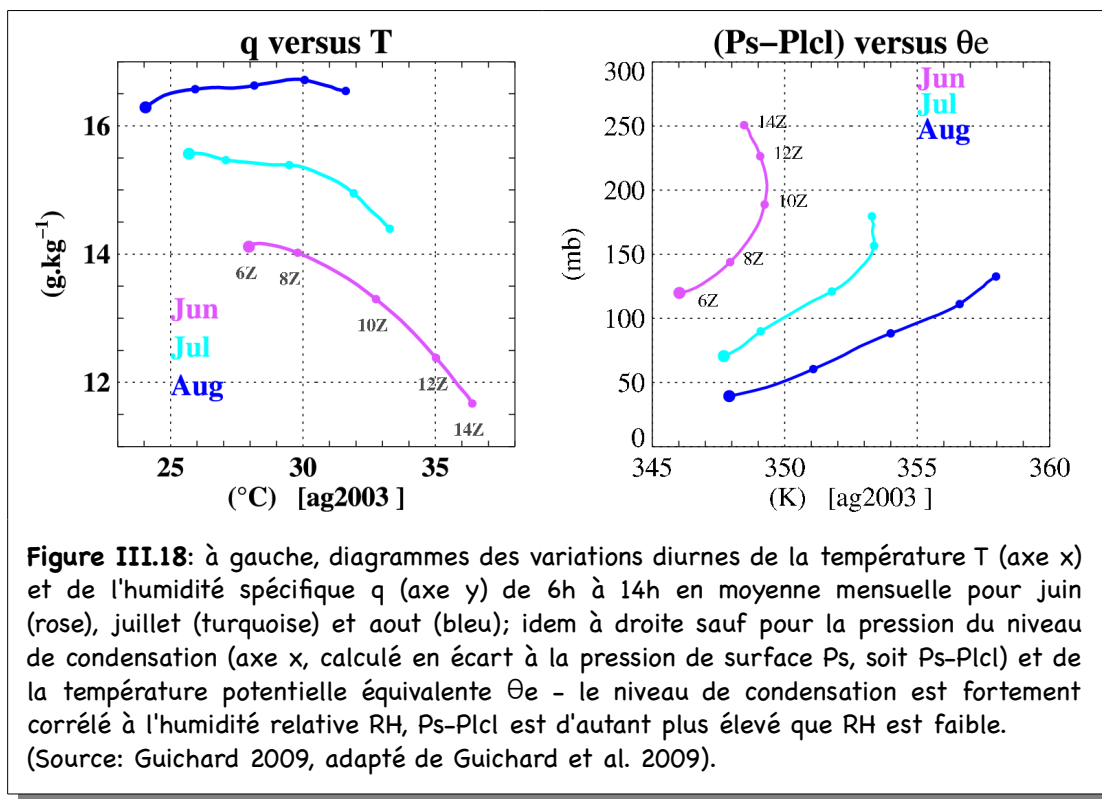
Au début de mon implication dans le projet AMMA, j'ai constaté que bon nombre de travaux passés mettaient en avant l'importance des flux à la surface et des rétroactions surface-atmosphère dans le phénomène de la mousson. Cependant, la plupart de ces études avaient été réalisées à une période où les observations ne permettaient ni d'infirmer, ni de confirmer les conclusions proposées. On notera que les estimations de ces flux fournies par les produits satellites ou encore les réanalyses météorologiques ne peuvent se substituer aux mesures in-situ car elles sont elles mêmes encore entachées de biais trop importants. Ce manque d'observations explique aussi probablement un manque de contexte spatio-temporel parfois attaché à ces travaux. Or, les mécanismes d'interactions possibles entre surface et atmosphère sont très variés (cf. les figures 6.1 de Ek 2004 et 1.2 et Steeneveld 2007), susceptibles de se manifester sur des gammes d'échelles particulières, et généralement contraints pas des considérations de saisonnalité et de type de surface. A cette même époque, j'avais aussi été très intéressée par les articles de Betts et Ball (1998) et Betts (2004); il me semblait judicieux de développer une approche de ce type dans le cadre d'AMMA.

Cependant, je ne me serais sans doute pas autant investie sur cette question de la mise en contexte des échanges énergétiques à la surface si je n'avais pas au préalable participé à une première campagne de terrain au Mali en 2004 menée par des collègues du LMTG (E. Mougin, Kergoat et al.). Ce premier contact m'a en effet permis d'initier des travaux sur ce sujet en collaboration avec les chercheurs du LMTG. C'est d'ailleurs via l'analyse des données météorologiques qu'ils avaient acquises depuis 2002, complétées par des 'informations atmosphériques locales' extraites des analyses météorologiques de l'ECMWF que je me suis familiarisée avec le climat sahélien et ses caractéristiques parfois surprenantes.



(ii) Un cycle saisonnier prononcé à la surface en zone semi-aride

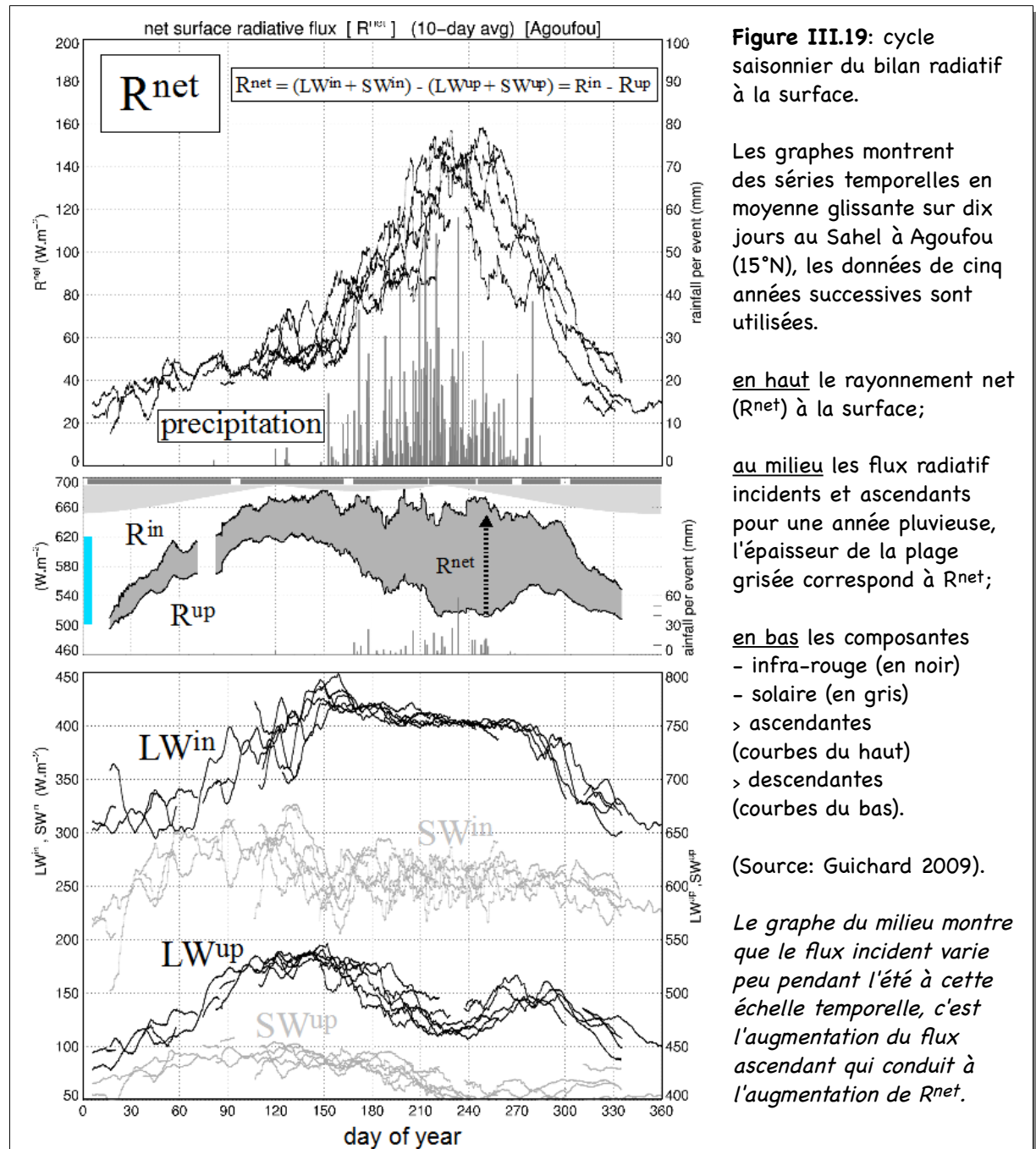
Tout d'abord, le cycle saisonnier est très marqué en zone sahélienne (Fig. III.17). Il est souvent découpé en deux périodes: la saison sèche et la saison des pluies dominées respectivement par une circulation d'Harmattan et de mousson en basses couches. Cependant, le cycle saisonnier fait aussi intervenir des variations de température, plus complexes avec deux maxima annuels, et des fluctuations diurnes (DTR) considérables en saison sèche. On peut noter ici les températures particulièrement élevées au printemps, au moment de l'installation du flux de mousson. Cette forte dynamique saisonnière qui caractérise le passage d'un printemps excessivement chaud à un été plus frais et pluvieux s'accompagne de transformations radicales des cycles diurnes comme illustré sur la Fig. III.18. Ainsi, la forte diminution diurne de l'humidité spécifique encore observée en juin s'efface en août et permet alors une augmentation diurne de la température potentielle équivalente et de l'instabilité convective et contribue à limiter l'altitude de la base des nuages tel qu'estimé ici par le niveau de condensation.



L'amplitude du cycle saisonnier du rayonnement net  $R^{net}$  est également forte dans cette région sub-tropicale, passant d'un minimum hivernal de  $20 W \cdot m^{-2}$  à  $160 W \cdot m^{-2}$  à la fin du mois d'août, cette augmentation étant particulièrement rapide après l'arrivée des pluies. Cependant, cette structure très marquée ne s'explique pas simplement. Le rayonnement net est en fait *façonné* par de nombreux processus de nature très différente, dont l'importance relative varie au cours d'un cycle annuel. Le cycle saisonnier de chacune de ses composantes solaire et infrarouge montantes et descendantes (suivant  $R^{net} = SW^{in} - SW^{up} + LW^{in} - Lw^{up}$ ) présente un cycle saisonnier distinct dont les caractéristiques sont assez surprenantes.

Ainsi, la mousson ne coïncide pas avec une période de diminution du flux solaire incident malgré une augmentation de la couverture nuageuse et de l'humidité atmosphérique (Fig. III.19, haut). Le flux solaire net augmente même de juin à septembre. Cette signature particulière fait intervenir la croissance de la végétation (plus sombre que la surface sableuse), responsable d'une chute conséquente de l'albédo ainsi qu'un impact radiatif des aérosols particulièrement fort au printemps (Ramier et al. 2008). L'impact de la pluie sur l'albédo, via les modifications de couleur de la surface induite par

l'augmentation de l'humidité de surface associée s'avère finalement mineure au regard de celui de la végétation<sup>34</sup> (Samain et al. 2008). De même le flux infra-rouge n'augmente pas pendant la mousson, soit lorsque l'atmosphère est la plus humide et nuageuse, en réalité il diminue après avoir atteint son maximum annuel avant l'arrivée des pluies, en juin lorsque l'atmosphère est plus chaude, déjà humide et chargée en aérosols (Fig. III.19, bas). Finalement, l'augmentation considérable du flux radiatif net en été s'explique principalement par les modifications des flux ascendants à la surface, surface qui refroidit et s'assombrit pendant la mousson (Fig. III.19, milieu).

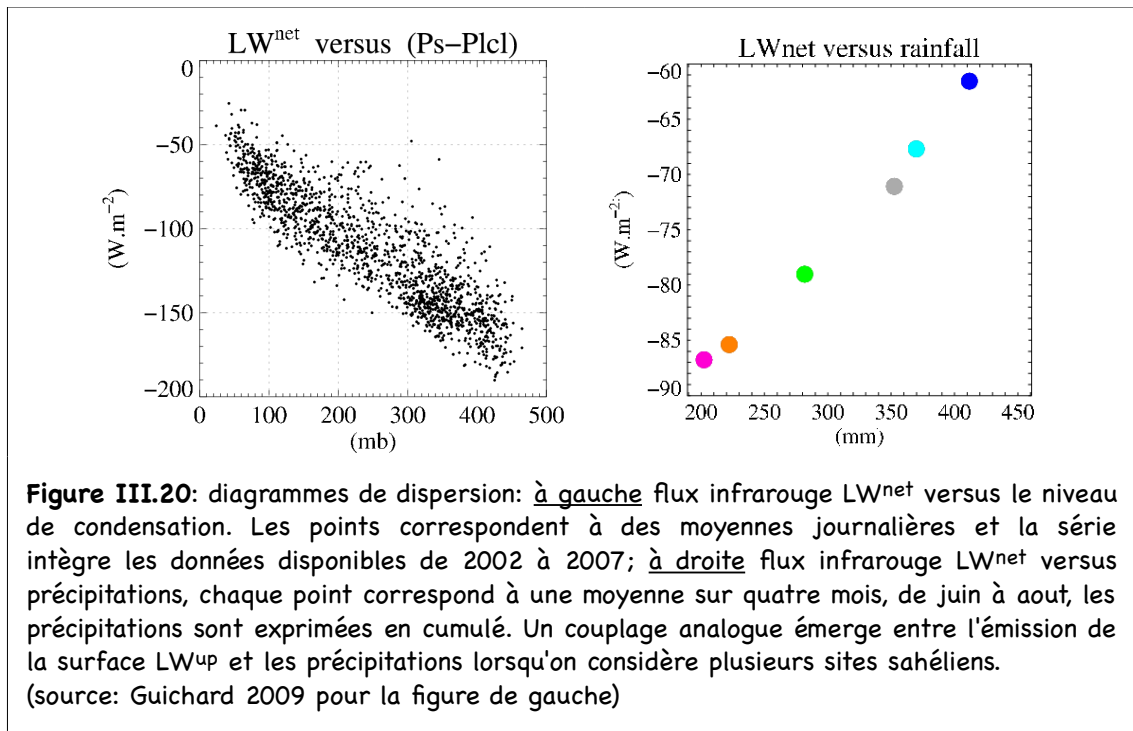


De plus, les flux radiatifs présentent de forts couplages avec les champs de température et d'humidité thermodynamique. Le plus notable d'entre eux est le celui existant entre le flux infra-rouge

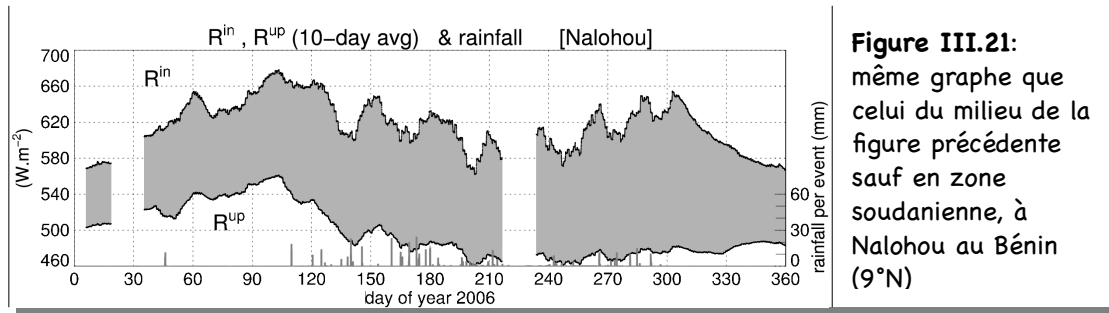
<sup>34</sup> La croissance de la végétation apparaît comme l'élément majeur des mécanismes de rétroaction entre pluie et albédo de surface.



net ( $LW^{net}$ ) et le niveau de condensation, ou de manière équivalente humidité relative à 2m (Fig. III.20, gauche).  $LW^{net}$  peut s'interpréter comme un indice du degré de couplage thermique entre la surface et l'atmosphère. Il est proche de zéro lorsque l'émission de la surface est proche du flux infrarouge émis par l'atmosphère à la surface. Il devient d'autant plus négatif que la surface est *plus chaude* que l'atmosphère. A des échelles de temps courtes, on observe ainsi une forte diminution diurne du flux radiatif  $LW^{net}$  dans les régions Sahéliennes (voir aussi Gounou 2010). La relation obtenue ici concerne le cycle saisonnier et indique que ce couplage thermique entre la surface et l'atmosphère est plus fort ( $LW^{net}$  plus proche de 0) en conditions plus humides. De telles relations avaient été identifiées précédemment (Schär et al 1999, Betts et al. 2004). Cependant, elles ne renseignaient pas les gammes arides et semi-arides renseignées ici. Cette relation est intéressante à plusieurs titres. Elle fournit un diagnostic caractérisant le de manière synthétique des propriétés de base du système étudié. Elle suggère aussi que l'humidité relative est un proxy intéressant pour l'analyse de longues séries temporelles.



A des échelles de temps de quelques mois, d'autres relations, émergent, notamment un augmentation conjointe  $\theta_e$  et  $R^{net}$  pendant l'été, suggérant une rétroaction positive entre humidité du sol et précipitations. Cette relation ne s'établit pas simplement et fait intervenir la nature semi-aride du climat sahélien. Elle n'est d'ailleurs pas vérifiée plus au sud en zone soudanienne où l'évolution du rayonnement net est plus directement et fortement contrôlée par le flux solaire incident (Fig. III.21). Les évolutions saisonnières de ce dernier font intervenir un impact radiatif des nuages conséquent, avec une réduction du flux solaire incident de l'ordre de 50%. Ce constat ne signifie pas que la couverture nuageuse ne joue aucun rôle en zone Sahélienne. Les nuages et les aérosols conduisent à une réduction de l'ordre de 25% du flux solaire incident en été, soit environ  $70 \text{ W.m}^{-2}$ . Cependant, le refroidissement de la surface et la croissance de la végétation jouent un rôle également essentiel.



**Figure III.21:** même graphe que celui du milieu de la figure précédente sauf en zone soudanienne, à Nalohou au Bénin (9°N)

#### (iii) Axes de développements

Dans le prolongement de ces travaux, je discute ci-dessous des études en cours qui s'organisent suivant trois thématiques: la variabilité inter-annuelle, les contrastes méridiens et les nuages, je conclue avec quelques premiers constats au sujet de la modélisation.

##### *a/ La variabilité inter-annuelle: signature et couplages mis en jeu*

La variabilité inter-annuelle des précipitations est très importante au Sahel. Pour les quelques années présentées ici, localement, le cumul de pluie annuel varie d'environ 200 à 400 mm. Elle s'accompagne de fluctuations du rayonnement net atteignant plus de  $20 \text{ W.m}^{-2}$  au mois d'août, en moyenne (Fig. III.19, haut). Ces fluctuations sont principalement pilotées les différences d'émission de la surface; on note en particulier les très faibles variations du flux infrarouge descendant pendant la mousson (Fig. III.19, bas, première courbe noire). Ainsi une année plus pluvieuse se caractérise par un rayonnement net plus important expliqué majoritairement pas une diminution du flux  $\text{LW}^{\text{up}}$ . Une analyse préliminaire indique qu'une corrélation émerge entre ce flux et les précipitations lorsqu'on les considère en moyenne sur la période de mousson (Fig.III.20, droite). De plus, cette relation semble vérifiée lorsqu'on considère d'autres sites sahéliens. Elle résulte de **couplages forts et non triviaux entre cycle de l'énergie (ici  $\text{LW}^{\text{up}}$ ) et cycle de l'eau** (ici les précipitations) sur cette région. Ce résultat fournit en outre un diagnostic que je pense utile pour l'évaluation des modèles.

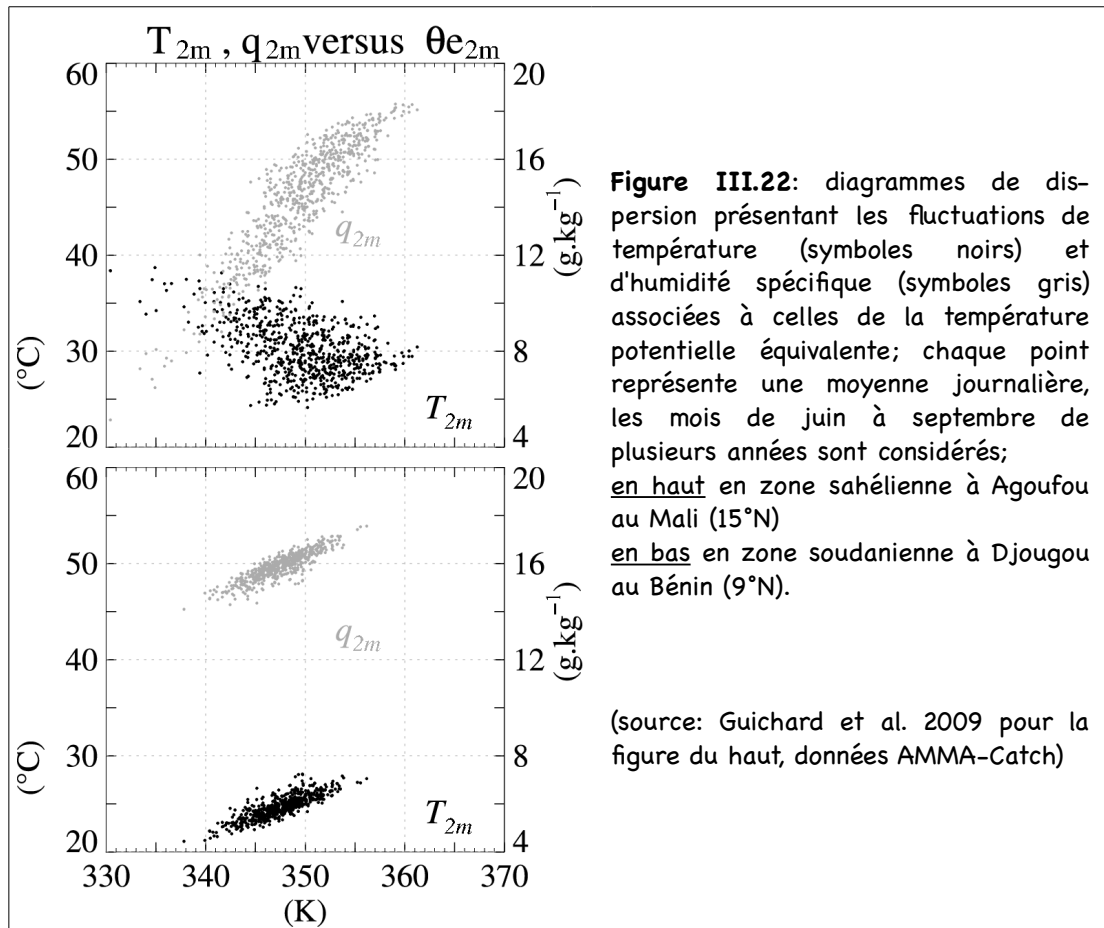
J'envisage de poursuivre ces travaux d'élaboration de diagnostics synthétiques qui indiquent comment les interactions et rétro-actions se développant au sein du système Sahélien se traduisent dans les bilans énergétique et d'eau. La variabilité inter-annuelle des précipitations est fortement couplée à celle du bilan radiatif à la surface. Un développement nécessaire et maintenant possible sera d'analyser comment se décline cette variabilité en termes de flux sensibles et latents. Ces travaux visent ensuite à fournir des éléments d'évaluation des interactions et rétro-actions à l'oeuvre dans les modèles. Ici, il permettront de savoir si la variabilité inter-annuelle des précipitations simulée fait intervenir les couplages observés, et si non, d'identifier les processus manquants ou mal représentés, au Sahel, et plus généralement dans les régions continentales semi-arides.

##### *b/ Les contrastes méridiens: mécanismes et sensibilités*

Les distinctions entre la région sahélienne semi-aride et la zone soudanienne plus humide et pluvieuse ne se limitent pas à l'impact radiatif des nuages mentionné ci-dessus. Plus généralement, elles mettent en jeu certains couplages radicalement différents. On observe ainsi des co-variations distinctes des champs de température et d'humidité dans ces deux régions (Fig. III.22). Si l'on considère l'ensemble des mois d'été, les basses couches atmosphériques plus chaudes sont généralement plus sèches au Sahel, alors qu'elles sont plus humides en zone soudanienne (en terme d'humidité spécifique). Les fluctuations de ces champs d'un jour à l'autre sont également moindres. La température potentielle équivalente à la surface n'atteint généralement pas des valeurs aussi fortes qu'au Sahel, en tout cas pour les mesures locales analysées ici. Ce constat pourrait s'expliquer par une régulation plus importante par les processus de convection dans cette région ou l'inhibition convective est moindre.



Il me semble utile de poursuivre cette analyse afin d'aider à mieux cerner les **facteurs pilotant les gradients méridiens observés en Afrique de l'Ouest** à la surface et dans l'atmosphère, leurs variabilités diurne et saisonnière, mais aussi intra-saisonnière et inter-annuelle. Ces gradients correspondent à des éléments de base de la circulation de mousson; il est donc important d'**établir leurs sensibilités**. Par exemple, il serait utile de savoir comment les variations de température à la surface sont reliées à celles des précipitations, de la couverture nuageuse ou encore à celles du flux de mousson. Il sera certainement intéressant d'étendre spatialement cette analyse, plus au sud jusqu'au golfe de Guinée ou des données de surface existent également grâce au réseau de bouées PIRATA, et plus au Nord avec les données du site de Tamanrasset (Cuesta et al. 2008).



### c/ L'importance des nuages

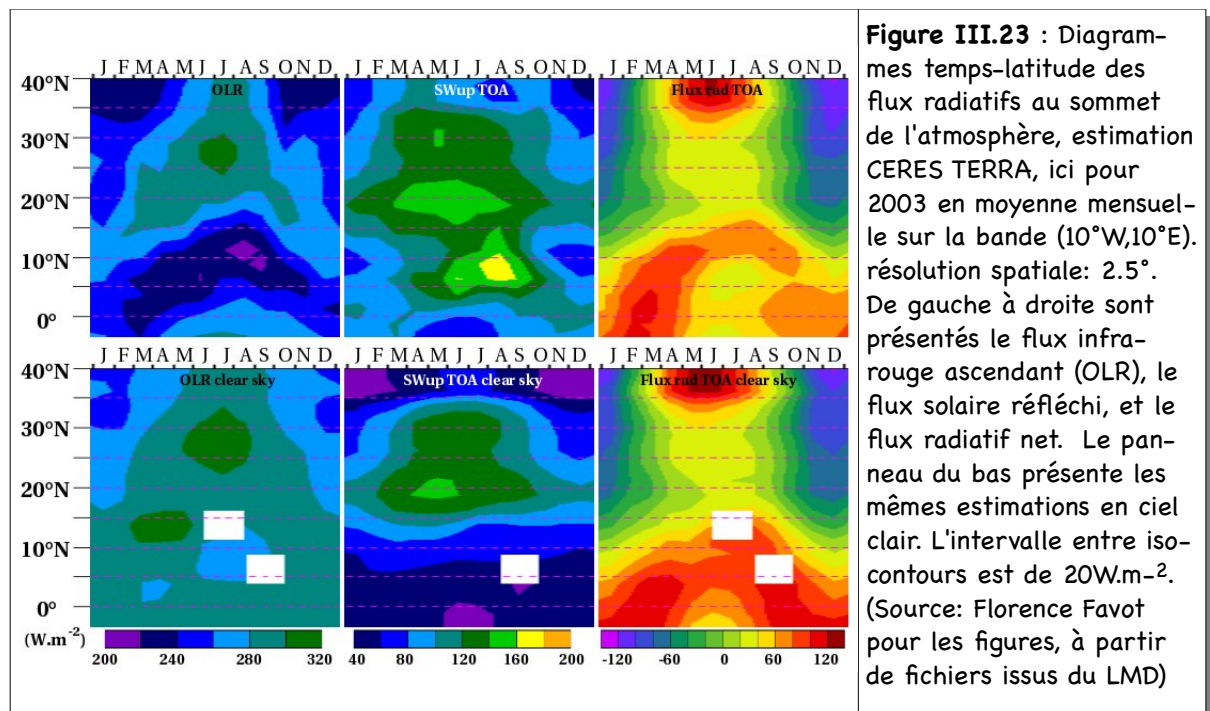
L'importance des nuages sur le bilan radiatif observé à la surface est évidente, c'est aussi le cas au sommet de l'atmosphère. Les produits satellitaires montrent par exemple l'émergence d'une bande de maximum de flux radiatif net ( $R_{\text{net}}^{\text{TOA}}$ ) qui se déplace rapidement vers le nord de décembre à mai et reste positionnée sur le Sahel de juin à septembre (Fig. III.23, en haut à droite, en rouge orange). A cette échelle temporelle (moyenne mensuelle),  $R_{\text{net}}^{\text{TOA}}$  fournit une estimation de l'apport d'énergie *local*, i.e. hors advections atmosphériques à grande échelle (le bilan énergétique total à la surface est en effet proche de 0 ici si l'on néglige le flux de chaleur dans le sol).

Cette bande de  $R_{\text{net}}^{\text{TOA}}$  élevée est indicative d'une zone où la convection, sèche ou humide, est favorisée thermodynamiquement (Chou et Neelin 2003). En Afrique de l'Ouest, l'émergence de cette bande résulte d'une combinaison très spécifique de l'évolution saisonnière des propriétés radiatives de la surface et des nuages, dans les spectres infra-rouge et solaire.

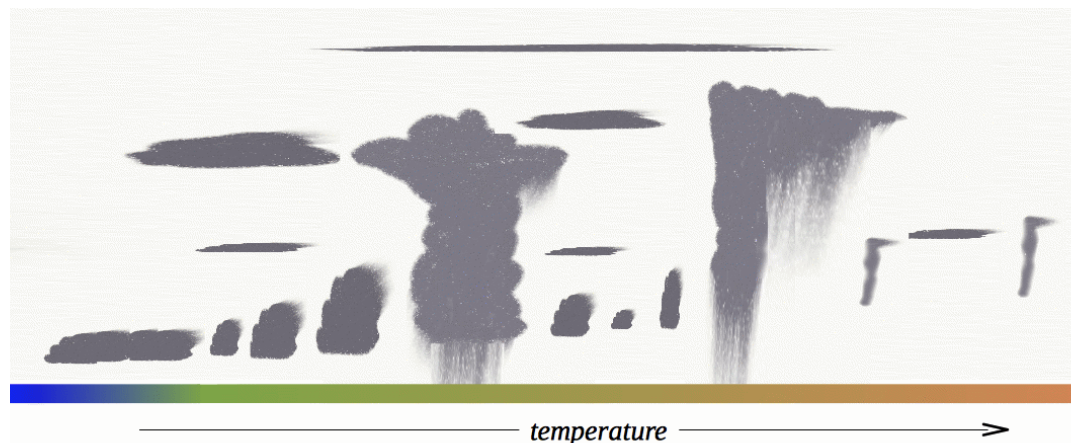
On constate en effet que la position méridienne de cette bande sur le Sahel en été fait intervenir les nuages. Sans eux, elle reste confinée plus au sud. Plus précisément, ce décalage vers le nord fait intervenir des propriétés distinctes de la couverture nuageuse, dont l'impact radiatif sur le flux solaire (infra-rouge) domine plus au sud (au nord). L'importance de cette structure énergétique reste à étudier et à préciser.

Parallèlement, on observe également un gradient prononcé des structures nuageuses en Afrique de l'Ouest. Il est schématisé sur la Fig. III.24, qui s'inspire des résultats obtenus par Dominique Bouniol et Fleur Couvreur à partir des données Cloudsat et CALIPSO.

C'est un thème sur lequel je vais m'investir, en collaboration avec Dominique Bouniol et Fleur Couvreur, notamment dans le cadre du programme EUCLIPSE. Un enjeu important sera de déterminer la **sensibilité du bilan radiatif à ces structures nuageuses**. L'utilisation d'un modèle de transfert radiatif simple alimenté par des observations et des analyses météorologiques devrait fournir les premiers éléments nécessaires pour répondre à cette question.



Je n'ai pas mentionné ici les aérosols. Sur ce sujet, en collaboration avec le LMTG et HSM, nous avons observé qu'ils jouaient un rôle majeur sur le bilan radiatif au printemps. Ils constituent alors une source d'erreur très importante pour les modèles, mais aussi pour les produits satellite visant à fournir des estimations de flux radiatifs à la surface (Ramier et al. 2009). Les biais qu'ils génèrent sont probablement du même ordre que ceux reliés au traitement de la couverture nuageuse en zone Sahélienne avant l'arrivée des pluies. Le manque de données renseignant leurs structures verticales reste problématique. Cependant, les observations collectées au cours de la campagne AMMA (e.g. avec la ARM mobile facility, McFarlane et al. 2009) fournissent des jalons qu'il sera important de prendre en considération pour l'analyse du forçage radiatif des nuages discuté ci-dessus.



**Figure III.24 :** Représentation très schématique des caractéristiques des nuages observés le long d'une ligne méridienne ouest-africaine allant du golfe de Guinée au Sahara, suivant un gradient de température de surface d'échelle régionale en été.

*On note ici une variété de structures nuageuses s'étageant suivant le gradient de température: stratocumulus, cumulus, cumulonimbus, enclumes stratiformes, cirrus, et une forte occurrence de nuages fins en troposphère moyenne, proches du sommet de la SAL (Saharan air layer).*

*L'atmosphère est moins nuageuse plus au nord, les systèmes précipitants moins nombreux au Sahel qu'en zone soudanienne, mais violents. La couverture nuageuse est plus faible qu'au dessus des océans tropicaux, mais son impact radiatif n'est absolument pas négligeable.*

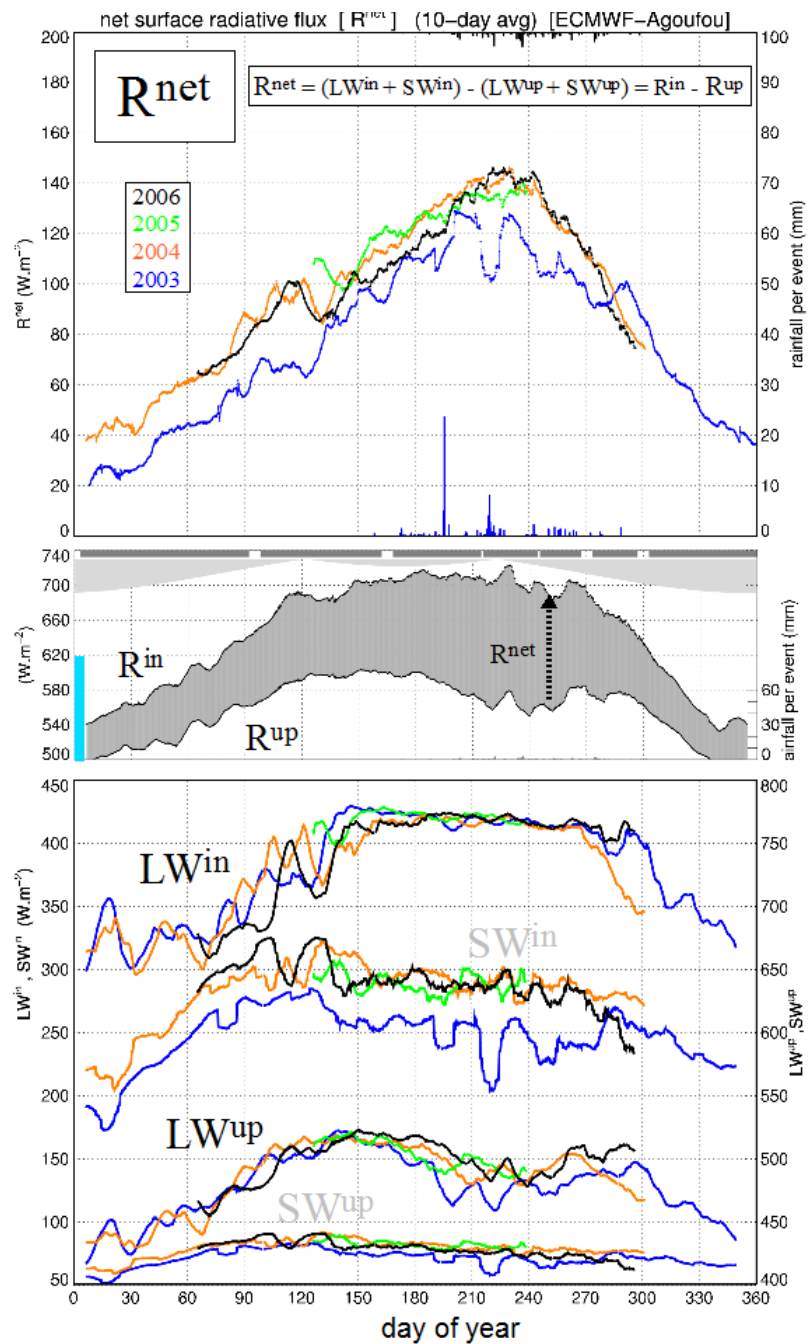
#### *d/ Modélisation: quelques premiers constats*

De premières évaluations soulignent les grandes difficultés des modèles à reproduire les précipitations mais aussi le bilan énergétique ainsi que ses couplages avec la thermodynamique en Afrique de l'Ouest (Guichard 2009, Agusti-Panareda 2010, Hourdin et al. 2010, Guichard et al. 2010, Traore et al. 2010). Ceci concerne une large gamme de modèles, depuis les modèles de méso-échelle jusqu'aux modèles de climat (une illustration est fournie sur la Fig. III.25).

Ces difficultés sont de différentes natures, fondamentales et moins fondamentales. La représentation des précipitations, mais aussi des nuages et des aérosols reste une gageure qui se manifeste dès l'échelle diurne comme présenté dans le chapitre suivant (IV). En revanche lorsque l'albédo de surface ou la végétation sont simplement prescrits, il serait judicieux de tirer profit des avancées réalisées au niveau de l'observation.

Les modèles ont généralement du mal à reproduire le bilan énergétique tout au long de l'année, et la saison de mousson n'apparaît pas spécialement plus critique. On notera aussi qu'ils ne simulent pas bien les fluctuations rapides observées au moment du saut de mousson. Ainsi, l'importance éventuelle des processus sous-jacents dans ce phénomène est très mal cernée.

Ces premiers constats soulignent la nécessité de travaux futurs visant (i) à améliorer les paramétrisations physiques des modèles sans négliger (ii) d'intégrer de meilleures estimations des paramètres d'entrée prescrits, notamment à la surface. Ils suggèrent aussi un besoin d'analyser et d'évaluer les modèles de manière plus complète en Afrique de l'Ouest sur la base de nouveaux diagnostics définis à partir d'observations. C'est un volet que je compte développer dans le futur et qui est présenté dans la section V.1.



**Figure III.25:** comme la Fig. III.19, mais ici pour le point de l'IFS de l'ECMWF le plus proche du site d'observation d'Agoufou (modèle de prévision du temps). L'axe y de la figure du milieu est décalé de  $40 W.m^{-2}$ . Le segment bleu indique la même plage de valeurs sur les deux figures.

Le modèle est capable de dessiner le cycle saisonnier des flux radiatifs dans ses grandes lignes. On note cependant que les flux radiatifs descendants et ascendants sont tous deux plus forts dans le modèle (compensation d'erreurs) et que le rayonnement net est surestimé au printemps.

La première année (2003) se distingue par un flux solaire incident plus faible. Cette différence semble s'expliquer au 1<sup>er</sup> ordre par un changement de climatologie des aérosols intervenu fin 2003. La plus forte épaisseur optique des aérosols compensait probablement partiellement une couverture nuageuse trop faible. Le rayonnement net simulé est plus faible en 2003 et les pluies plus abondantes.

(Source: Guichard 2009).

## IV. LE CYCLE DIURNE

### 1) Etat des connaissances et de la modélisation

#### (i) Un mode de variabilité affectant de nombreux phénomènes

Le cycle diurne du rayonnement solaire nous est familier car il rythme profondément la vie sur terre, de multiples manières. Tout comme le cycle saisonnier, le cycle diurne apparaît tout d'abord comme un forçage *externe*, celui du rayonnement incident au sommet de l'atmosphère. Pour ce qui nous concerne ici, il possède cette caractéristique particulière d'occuper une place importante à méso-échelle tout en faisant partie intégrante du climat et de ses évolutions. Des modulations diurnes sont observées sur les océans et les continents; elles sont néanmoins généralement plus importantes sur ces derniers. Ces modulations affectent en premier lieu la température en surface mais concernent aussi plus largement la météorologie à la surface et dans les basses couches, les processus physiques et la dynamique atmosphérique sur une vaste gamme d'échelles spatiales.

Au dessus des surfaces continentales, le cycle diurne impose son rythme aux échanges énergétiques entre la surface et l'atmosphère. Il est le moteur principal de la croissance des couches limites diurnes (cf. section III.i); il conduit au développement de jets nocturnes de basses couches (Thorpe et Guymet, 1977, Garrat 1992)<sup>35</sup>. Sa prise en compte s'avère indispensable pour expliquer la dynamique associée aux circulations de brise à méso-échelle (Estoque 1961, Anthes 1978, Segall et Arritt 1992) comme aux dépressions thermiques continentales à plus grande échelle (Rácz et Smith 1999, Parker et al. 2005, Couvreux et al. 2010).

La convection qu'elle soit peu profonde -petits cumulus, stratocumulus- comme profonde est fortement modulée par le cycle diurne de l'ensoleillement (Betts et al. 1994, Yang et Slingo 2001, Dai et al. 2001, Machado et al. 2002, Nesbitt et Zipser 2003, Mohr 2004, Rickenbach 2004) – voir Fig. IV.1 pour un exemple. On observe typiquement un maximum de convection dans l'après-midi au dessus des continents alors qu'au dessus des océans, un maximum moins marqué est observé au cours de la nuit. Les durées de vie des systèmes convectifs organisés à méso-échelle s'étagent typiquement de quelques heures à plus de 24 heures. Ils se caractérisent également par des phases d'initiation et de dissipation présentant toutes deux des préférences dans le cycle diurne (Morel et Senesi 2002, Machado et al. 2002, Mathon et Laurent 2001). Houze (2004) met en avant l'idée que la stabilisation nocturne des basses couches atmosphériques, forte sur continent, pourrait limiter l'extension spatiale des systèmes convectifs. En revanche, sur l'Afrique de l'Ouest, on observe une dissipation des MCSs accrue, non pas durant la nuit, mais aux alentours de midi, alors que l'activité convective de couche limite est bien développée. Ces quelques éléments soulignent une multiplicité des manifestations de l'influence du cycle diurne sur la convection. La connaissance et la compréhension de ces phénomènes et des mécanismes qui les sous-tendent sont cependant encore incomplètes.

La couverture nuageuse à son tour est assujettie par ce mode temporel majeur (Bergman et Salby 1996, Slingo et al. 2004, Strong et al. 2005, Sassen et al. 2009). Cependant, l'impact de cette structuration diurne de l'enroulement sur le bilan énergétique est encore mal cerné. Il fait intervenir un impact radiatif des nuages radicalement différent dans l'infra-rouge et le solaire, et nécessite (i) d'analyser comment les fractions nuageuses et les étagements en altitude se structurent temporellement dans le cycle diurne et (ii) d'explorer leur sensibilité (e.g.; sensibilité des nuages de couche limite convective à la fraction évaporative).

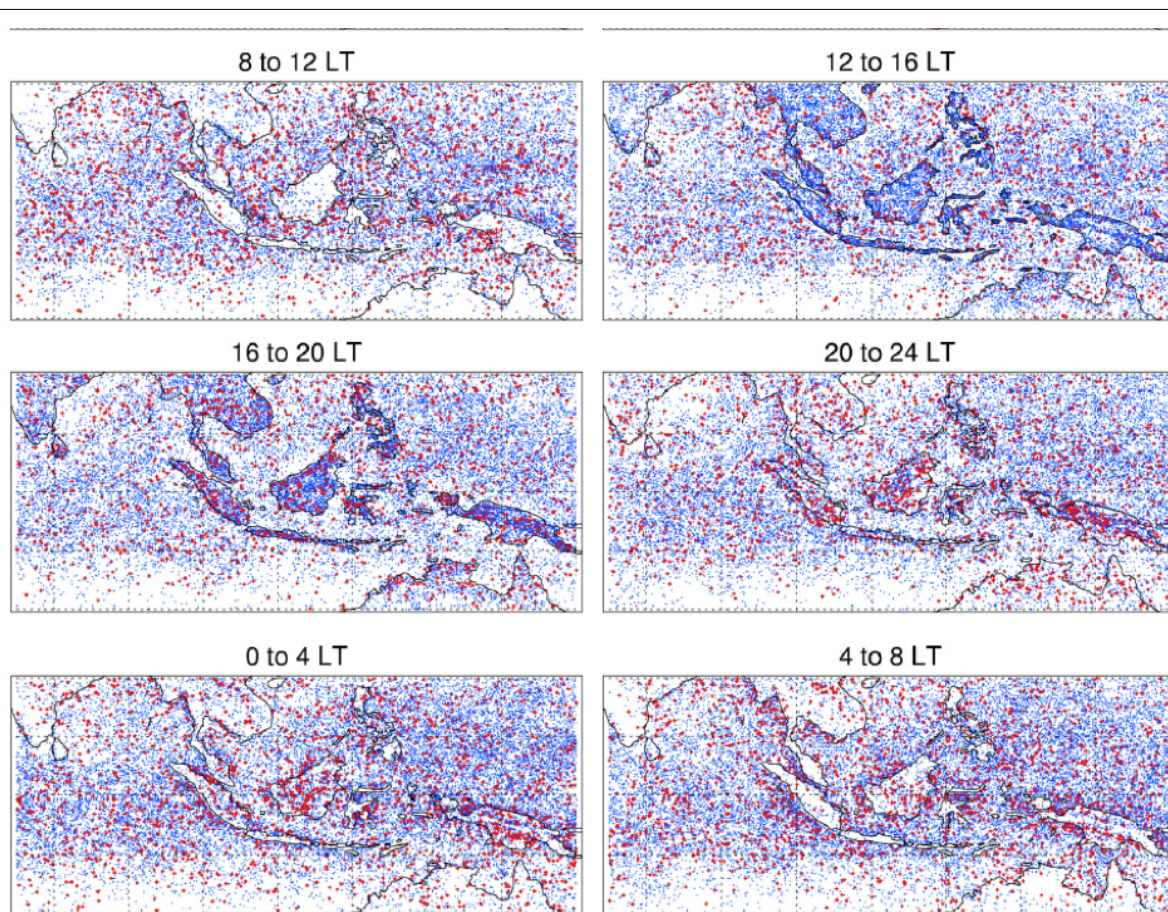
Le jeu d'observations satellitaires maintenant disponible permet une documentation plus précise du cycle diurne de la convection; on trouve sur ce sujet un grand nombre de travaux dans la littérature des cinq dernières années. Outre d'importantes spécificités saisonnières et régionales, ces nouvelles observations indiquent aussi clairement l'existence d'un second maximum de précipitations sur terre comme sur océan (Yang et al. 2008, Romatschke et al. 2010). Son origine reste à déterminer, mais il semble faire intervenir des considérations de régime précipitant convectif en journée versus

<sup>35</sup> Un jet nocturne que j'ai pu observer de près au Sahel lors de la campagne AMMA (Bain et al. 2010).



#### IV. LE CYCLE DIURNE

stratiforme pendant la nuit (Yang et Smith 2008). Par ailleurs, les études récentes soulignent l'importance majeure de *situer* dans la journée les climatologies fournies par les observations satellitaires n'échantillonnant que marginalement le cycle diurne.



**Figure IV.1:** Une illustration de la modulation diurne de l'activité convective au dessus du continent maritime obtenue en accumulant des données TRMM disponibles sur trois ans par tranches successives de quatre heures. Chaque point bleu correspond à une occurrence de convection plutôt isolée et les croix rouges à des systèmes convectifs de plus grande taille (MCSs), incluant une composante stratiforme, le tout sur fond blanc.

(Source: Nesbitt et Zipser 2003).

*Cette figure qu'on imaginerait inspirée de Seurat fournit tout à la fois un exemple de la différence d'amplitude du cycle diurne de la convection sur continent et océan et de leurs phasages respectifs.*

*Si on se concentre sur les terres émergées, on observe comment ces zones passent d'une dominante blanche le matin (8h-12h) à bleue l'après midi (12h-16h) qui devient piquetée de rouge en soirée (16h-20h). Le bleu s'estompe au cours de la nuit, laissant la place au MCSs rouges dont le nombre augmente encore jusqu'en milieu de nuit; ils sont plus clairsemés en fin de nuit. Les différences sont beaucoup moins marquées au dessus de l'océan.*

Le climat quant à lui ne peut s'affranchir de considérations diurnes. Les canicules se caractérisent par des températures anormalement élevées la nuit (Robinson 2001). L'augmentation des températures au cours du dernier siècle présente une forte asymétrie diurne, avec une augmentation deux fois plus importante la nuit que le jour (Karl et al. 1993, Easterling et al. 1997, Jones et al. 1999). Plusieurs hypothèses ont été mises en avant pour rendre compte de cette signature climatique forte, notamment un renforcement de l'effet de serre associé à des contenus en vapeur d'eau plus importants et une augmentation de la couverture nuageuse (Stenchikov et Robock 1995, Dai et al. 1999). Cependant, le sujet est loin d'être clos. Le DTR est aussi sensible aux propriétés de surface (e.g., Zhou et al. 2007). Il apparaît d'autant plus fort que surface et atmosphère sont thermiquement découplés, à

savoir lorsque le flux infra-rouge net à la surface ( $LW^{\text{net}}$ ) est très négatif, e.g. au dessus des déserts lorsque l'atmosphère est sèche et l'ensoleillement fort. La dynamique turbulente des basses couches atmosphériques est aussi importante pour rendre compte de ces observations: elle limite l'augmentation de température en surface pendant la journée; elle est également susceptible de réduire le refroidissement nocturne lorsque l'instabilité dynamique associée au cisaillement vertical du vent de basses couches intensifie le mélange turbulent (e.g., lorsqu'un jet nocturne puissant se développe).

Finalement, j'ajouterai que le cycle diurne n'est pas non plus monotone. Par exemple, en zone tropicale et subtropicale, la variation saisonnière de l'ensoleillement au sommet de l'atmosphère est beaucoup moins marquée que dans les latitudes tempérées. On observe cependant qu'elle présente une structure distincte suivant que l'on considère des échelles de temps supérieures ou inférieures à la journée, les extrema journaliers ont quelques semaines de retard par rapport aux extrema de plus courte durée, principalement du fait de décalages entre les cycles saisonniers de la durée du jour et de l'angle zénithal solaire (dans les conditions astronomiques actuelles) - voir aussi section V.2.

##### (ii) Modélisation du cycle diurne et enjeux climatiques

De manière étonnante, le cycle diurne du rayonnement n'existait pas dans de nombreux modèles atmosphériques au début des années 90. Ainsi, la moitié des modèles de grande échelle inter-comparés par Cess et al. (1990) ou encore Randall et al. (1992) considéraient un forçage radiatif journalier moyen. Son introduction dans le modèle ECMWF-IFS date de 1981 (Morcrette 1991); elle est particulièrement tardive dans le modèle de climat du GFDL (Delworth et al. 2006).

L'introduction d'un cycle diurne du rayonnement dans un modèle ne se limite cependant pas à quelques modifications de calculs astronomiques. Elle nécessite notamment la mise en oeuvre d'une représentation des échanges turbulents à la surface permettant un traitement différencié des transferts énergétiques prévalant la nuit et le jour. Ces considérations ont probablement joué un rôle dans le fait que le cycle diurne du rayonnement a souvent été introduit *à posteriori* dans les modèles. Cependant, l'asymétrie des structures diurnes et nocturnes des basses couches atmosphériques est difficile à intégrer dans une approche négligeant les fluctuations diurnes du rayonnement solaire; un tel traitement peut conduire à des biais systématiques sur les champs journaliers (e.g.; lorsque les processus responsables des refroidissements nocturnes à la surface sont mal définis).

Une étude pionnière de Randall et al. (1984) montre d'ailleurs une sensibilité forte du climat simulé par un GCM suivant que le cycle diurne du rayonnement solaire est pris en compte ou non. Il constate que la simulation *avec* cycle diurne conduit à une réduction des précipitations de plus de 30% sur les continents et à des modifications importantes mais complexes du bilan énergétique à la surface et au sommet de l'atmosphère. Cette réduction des précipitations fait d'ailleurs intervenir une modification des circulations entre continent et océan et affecte profondément les régions de mousson. Il est intéressant de constater que de nombreuses travaux beaucoup plus récents soulignent les fortes modulations diurnes de la mousson et commencent à explorer comment le cycle diurne intervient dans ce phénomène (e.g.; Parker et al. 2005, Peyrillé et Lafore 2007, Lothon et al. 2008, Pospishal et al. 2010 pour la mousson ouest Africaine).

L'étude de Randall et al. (1991b) souligne aussi la grande sensibilité de la température à la surface des continents: l'introduction du cycle diurne conduit à un refroidissement de 2.7 K en moyenne. Des simulations plus récentes réalisées par Frédéric Hourdin avec le modèle de climat LMDZ conduisent à un constat similaire. On notera que cette sensibilité de la modélisation du climat au cycle diurne fait intervenir des changements radicaux de la dynamique de couche limite (Randall et al. 1984). En particulier, le cycle diurne semble favoriser des échanges plus importants entre les basses couches et la troposphère libre (Medeiros et al. 2005), échanges réalisés au cours de la journée. La forte réduction des précipitations de mousson induite par le cycle diurne notée par Randall et al. (1984) pourrait faire intervenir ces mélanges verticaux qui assèchent considérablement les basses couches atmosphériques en début d'été au Sahel.

La prise en compte explicite du cycle diurne de l'ensoleillement présente l'avantage d'une plus grande simplicité conceptuelle de la formulation des échanges énergétiques à la surface. En revanche, elle ne garantit pas nécessairement une simulation améliorée sur tous ses aspects. Les études mentionnées ci-dessus soulignent l'importance des interactions et rétroactions entre processus

physiques mises en jeu à ces échelles. Garrat (1993) indique d'ailleurs la nécessité d'évaluer le fonctionnement diurne des paramétrisations.

A l'heure actuelle, les modèles de grande échelle ont souvent tendance à simuler des précipitations trop tôt dans la journée (Betts et Jakob 2002a et b, Bechtold et al. 2004). Ce défaut a de nombreuses conséquences. Il induit notamment des biais dans la partition des flux sensibles et latents à la surface, dans la représentation des basses couches atmosphériques comme dans celle des températures à la surface. J'ai été parfois surprise par certaines tentatives de correction mises en oeuvre dans les paramétrisations de la convection. Par exemple, les propositions de Zhang (2003) ou de Donner et Phillips (2003) visent à éliminer l'instabilité convective générée en basses couches des facteurs contrôlant la convection. Mon opinion est que le mauvais phasage des précipitations simulées est plutôt symptomatique de problèmes de couplages entre les processus de surface, de couche limite et convectifs. En particulier, la dynamique de couche limite fait plus largement intervenir des processus 'secs'; la croissance diurne de la couche limite convective est pilotée par le flux de flottabilité et elle joue un rôle important dans l'évolution diurne de l'inhibition convective. Ces défauts limitent probablement la capacité des modèles à reproduire précisément le cycle de l'eau, en moyenne comme en intensité, en particulier sur les continents. Finalement, la simulation par les modèles de climat du DTR et de ses évolutions au cours des cinquante dernières années présente un accord *qualitatif* avec les observations. La diminution observée est souvent largement sous-estimée (e.g.; Caminade et Terray 2006, Zhou et al. 2009, Wild 2009). Outre son importance climatique, le DTR est aussi une variable très sensible aux processus physiques et à leurs interactions, ceci explique probablement la capacité limitée des modèles à la simuler précisément.

J'ai travaillé sur la thématique du cycle diurne de la convection profonde et de sa modélisation à plusieurs reprises. Je me suis également penchée sur les caractéristiques du cycle diurne de manière plus systématique depuis quelques années. Les sections suivantes présentent et discutent brièvement ces travaux.

### 2) Le cycle diurne de la convection profonde sur continent

#### (i) Quelles difficultés pour la modélisation?

Les défauts de phasage diurne de la convection profonde simulées par les GCMs étaient connus depuis plusieurs années déjà au tout début des années 2000. Pour avancer sur cette question, le projet EUROCS visait à mieux comprendre pourquoi. Ma contribution à cette question a été :

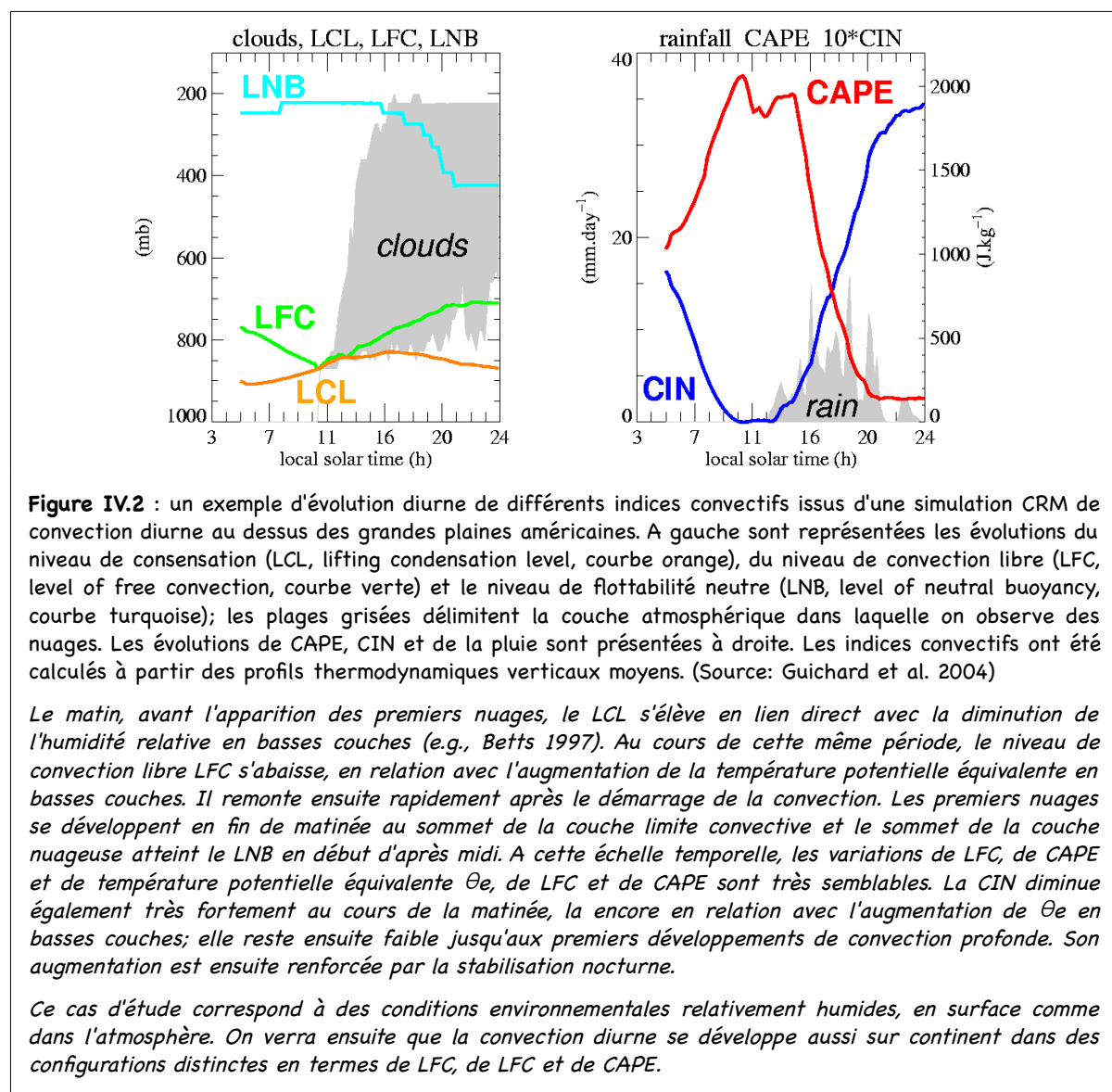
- a) de développer un cas d'étude spécifiquement pour des modèles explicites de type CRM ou LES et des modèles paramétrisés de type SCM (cf. section II) à partir d'un jeu d'observations existant (données ARM sur les grandes plaines américaines);
- b) d'analyser avec Jean-Pierre Chaboureau les facteurs responsables pour ce cas d'étude des évolutions diurnes simulées par un CRM (Chaboureau et al. 2004);
- c) d'analyser conjointement les résultats obtenus par un ensemble de CRMs et SCMs (Guichard et al. 2004).

Les résultats les plus marquants que nous avons obtenus sont illustrés par les figures IV.2 à IV.6, les légendes fournissent de plus amples détails. Dans ce cadre de modélisation simple, les modèles SCM avaient tendance, comme les GCMs, à simuler un développement de convection trop tôt dans la journée. En revanche, les CRMs (par construction) n'étaient pas affectés par ce problème de déclenchement intempestif de la convection. Ils simulaient une évolution diurne assez typique de l'instabilité convective, largement pilotée par la dynamique de la couche limite convective (Fig. IV.2). Les premiers nuages simulés apparaissaient avant midi, mais les précipitations ne se développaient pas avant l'après-midi. Les nuages non précipitants qui se développaient entre temps conduisaient à une humidification progressive de la basse troposphère initialement assez sèche pour ce cas d'étude, dans des conditions de faible inhibition convective (Fig. IV.3). Le développement de convection profonde s'accompagnait ensuite d'un refroidissement et d'un assèchement des basses couches pilotés par des courants de densité convectifs qui atteignaient la surface.



#### IV. LE CYCLE DIURNE

Malgré des précipitations convectives *en avance* et souvent abondantes, l'atmosphère simulée par les SCMs restait cependant généralement plus instable, souvent trop humide dans les basses couches et trop sèche au dessus (Figs. IV.4 IV.5). En outre, ce défaut commun (schématisé sur la Fig. IV.6) émergeait de simulations SCMs présentant des évolutions diurnes des basses couches atmosphériques très variables. Ce dernier résultat s'explique par la diversité des représentations des processus de convection nuageuse, mais aussi de couche limite employés dans ces modèles (les flux de surface étaient prescrits dans cet exercice d'inter-comparaison afin de limiter les sources de désaccord).



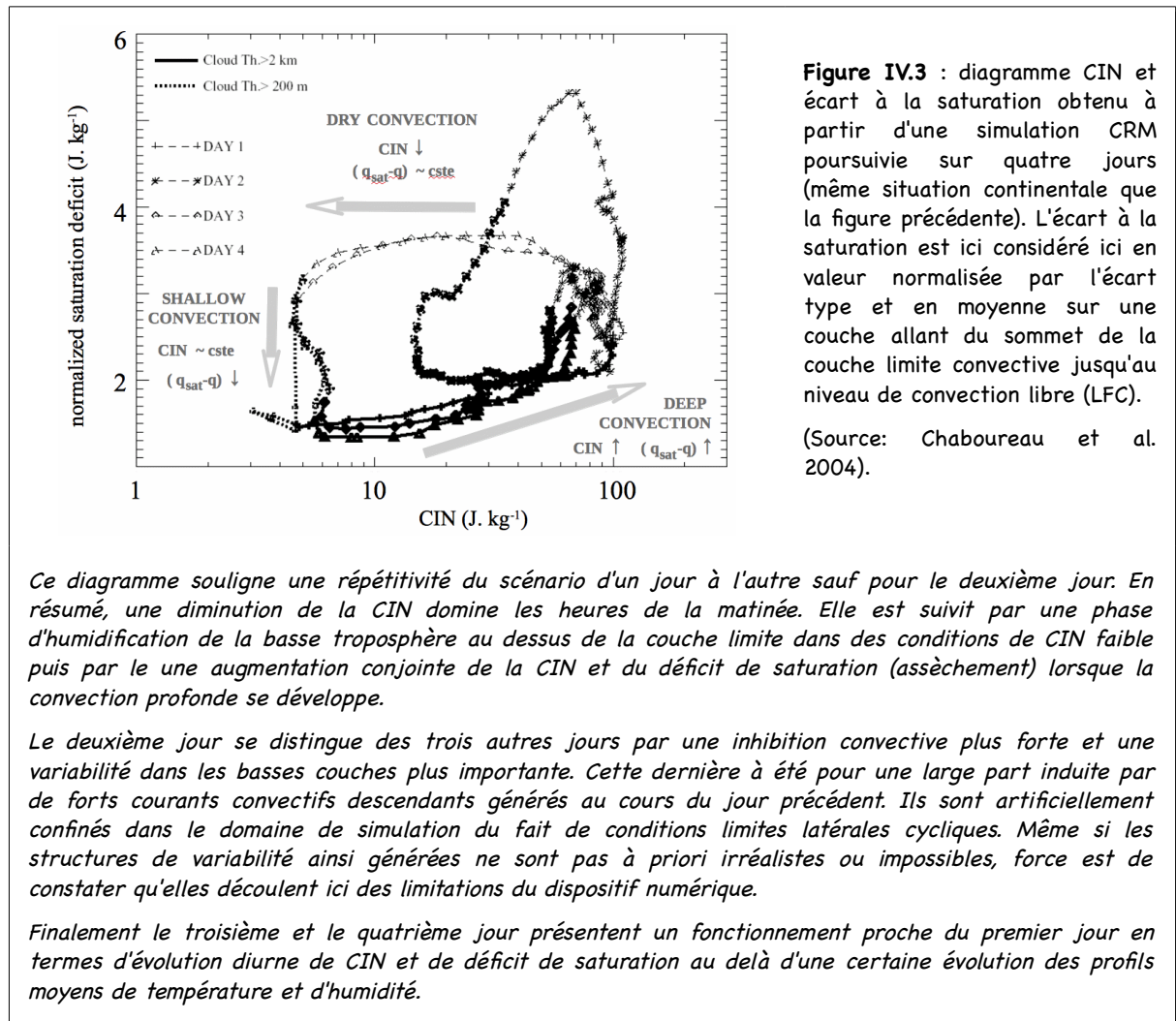
Cette étude nous a également poussé aux limites d'une utilisation raisonnable des CRMs pour simuler des situations de ce type. La simulation de la phase de transition notamment est en partie contrôlée par des processus paramétrés, et il est difficile d'en tirer des enseignements définitifs.

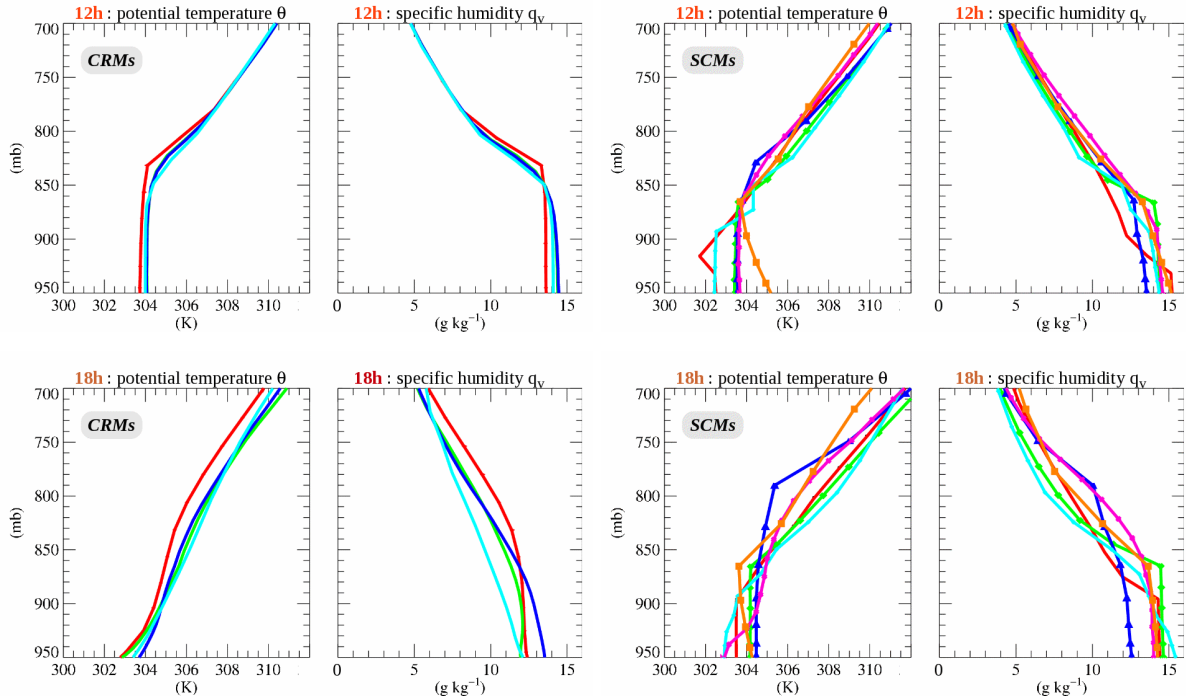
Par ailleurs, cette étude suggère un rôle inhibiteur de la sécheresse de la troposphère libre sur le développement de la convection profonde, soit un constat similaire à celui de Redelsperger et al. (2002), au delà des différences d'environnement océanique versus continental ici.

A cette même époque, l'étude de Khairoutdinov et Randall (2006) suggère aussi l'importance d'autres facteurs dans le développement de convection profonde. Ils constatent que les structures dynamiques se développant dans la couche limite après l'apparition des premières précipitations (courants de densité) sont indispensables au développement de convection plus profonde dans leur simulation (de type LES). Ces structures favorisent l'apparition de thermiques plus puissants, et conduisent à la formation de cellules convectives moins affectées par les processus d'entraînement. Les conditions environnementales considérées dans cette étude correspondent aux tropiques continentaux humide au coeur de la saison des pluies.

Plus récemment, Zhang et Klein (2010) soulignent à nouveau l'importance du champ d'humidité en basse troposphère au dessus de la couche limite par opposition à des structures générées par les courants de densité convectifs dans la couche limite. Cette dernière étude s'appuie sur une analyse statistique d'observations collectées sur le même site ARM des grandes plaines américaines.

Je ne pense pas que ces conclusions soient nécessairement contradictoires. Les premières suggèrent un contrôle important de l'humidité environnementale sur le développement de la convection profonde, tandis que les secondes mettent en avant des rétroactions positives internes aux processus convectifs, via les courants de densité, en interaction avec la turbulence de couche limite. Les conditions atmosphériques et de surface dans la région des grandes plaines américaines en été sont très distinctes de celles prévalant en Amazonie pendant la saison des pluies. La réalisation de simulations LES de ces régimes distincts permettraient d'avancer sur ces questions.

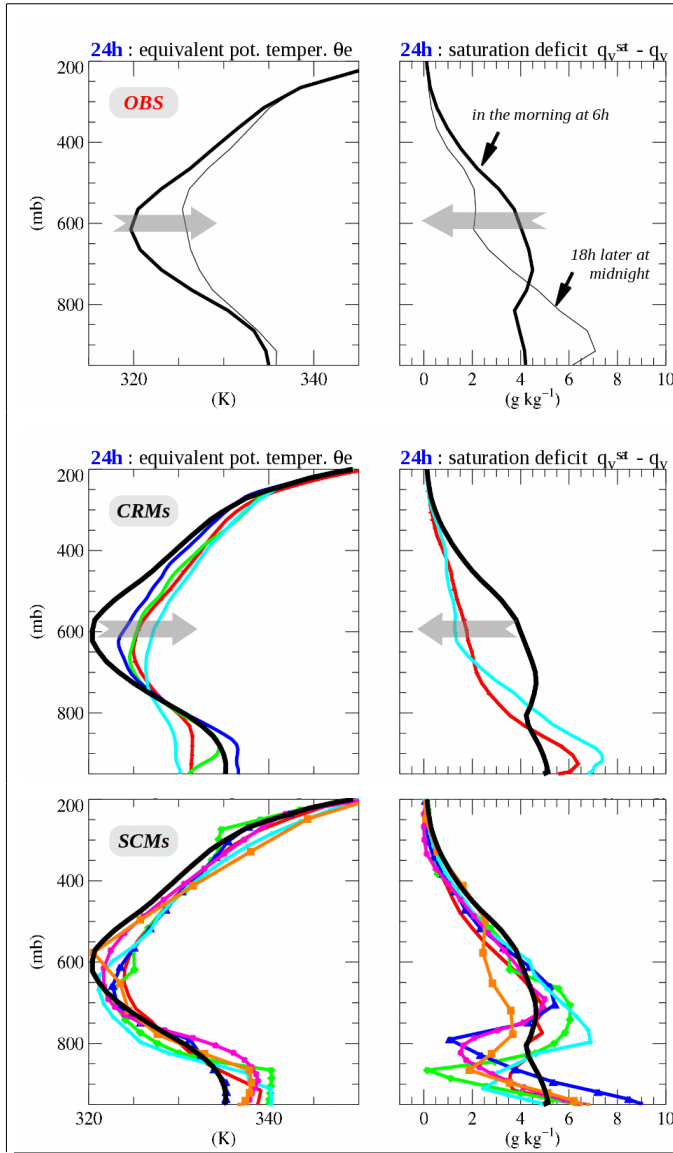




**Figure IV.4 :** Comparaison des profils verticaux de température potentielle  $\Theta$  et d'humidité spécifique  $q_v$  à 12h (en haut) et 18h (en bas) simulés par des modèles explicites CRMs en moyenne horizontale (à gauche) et des modèles paramétrés SCMs (à droite); chaque couleur correspond à un modèle ou une simulation (Source: Guichard et al. 2004).

*A midi, les CRMs (en haut à gauche) simulent tous une couche limite convective mélangée; les profils obtenus sont beaucoup plus proches entre eux que ceux fournis par les SCMs (en haut à droite). Avec la plupart de ces modèles, la dynamique de couche limite est déjà complètement perturbée par un déclenchement de convection profonde trop précoce comme aussi attesté par les différences entre SCMs qui se manifestent au dessus de 800 mb. Malgré un accord relativement bien meilleur entre CRMs, on peut noter que la simulation en courbes rouges se distingue des deux autres par une couche limite plus haute, plus sèche, mais aussi curieusement plus froide, ce qui est surprenant. On s'attendrait en effet à une couche mélangée plus chaude si les flux de chaleur en surface, la divergence de flux radiatif et les advections étaient strictement identiques. Ce résultat s'explique essentiellement par de petites différences dans l'application de ces forçages (une étape qui nécessite un travail de précision).*

*A 18h, les basses couches de l'atmosphère se sont stabilisées et stratifiées sous l'effet de la convection profonde (refroidissement et assèchement) dans les CRMs (en bas à gauche) tandis que la dispersion entre SCMs s'en encore accrue (en bas à droite). On constate cependant en général un effet relativement faible de la convection profonde sur la stratification des basses couches. Les différences entre CRMs dans les basses couches semblent s'expliquer au premier ordre par des chronologies distinctes de précipitations.*



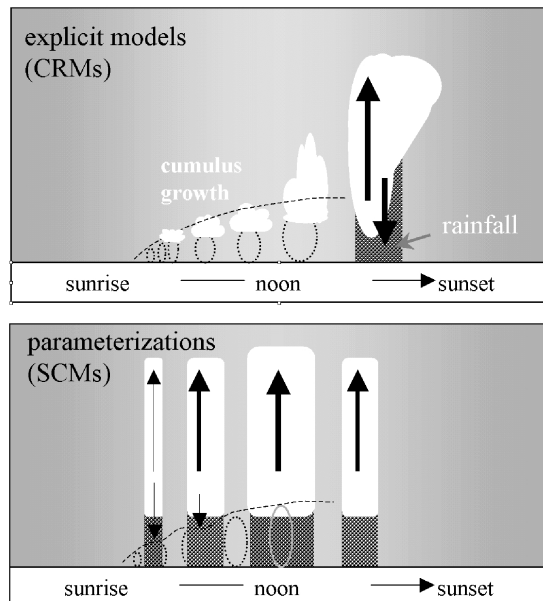
**Figure IV.5 :** Comparaison des profils verticaux de température potentielle équivalente  $\Theta_e$  (à gauche) et de déficit de saturation,  $q_v^{sat} - q_v$  (à droite)

le matin à 6h avant le développement de convection profonde (courbes noires épaisses) et à minuit lorsque l'activité convective a cessé, en haut à partir des observations de sondages, au milieu dans les CRMs et en bas dans les SCMs.

(Source: Guichard et al. 2004).

L'humidification de la troposphère moyenne et l'érosion du minimum de  $\Theta_e$  sont reproduits par les CRMs mais mal vus par les SCMs. Les variations du profils de déficit de saturation sont très variables d'une simulation SCM à l'autre et on ne constate pas de stabilisation:  $\Theta_e$  n'augmente pas assez en troposphère moyenne et est par contre trop fort en basses couches; de plus le minimum de  $\Theta_e$  tend à s'abaisser; la structure verticale est ainsi globalement plus instable (CAPE plus forte et CIN plus faible).

Les différences de profils entre simulations CRMs s'interprètent principalement en termes d'ampleur de l'activité convective:  $\Theta_e$  est 'plus mélangée' sur la verticale (plus faible en basses couches et plus forte en troposphère moyenne) et l'écart à la saturation augmente plus en basses couches et diminue plus en troposphère moyenne lorsque l'activité convective est plus importante.



**Figure IV.6:** Représentation schématique du développement diurne de la convection simulé par les CRMs et par les SCMs.

(Source: Guichard et al. 2004).

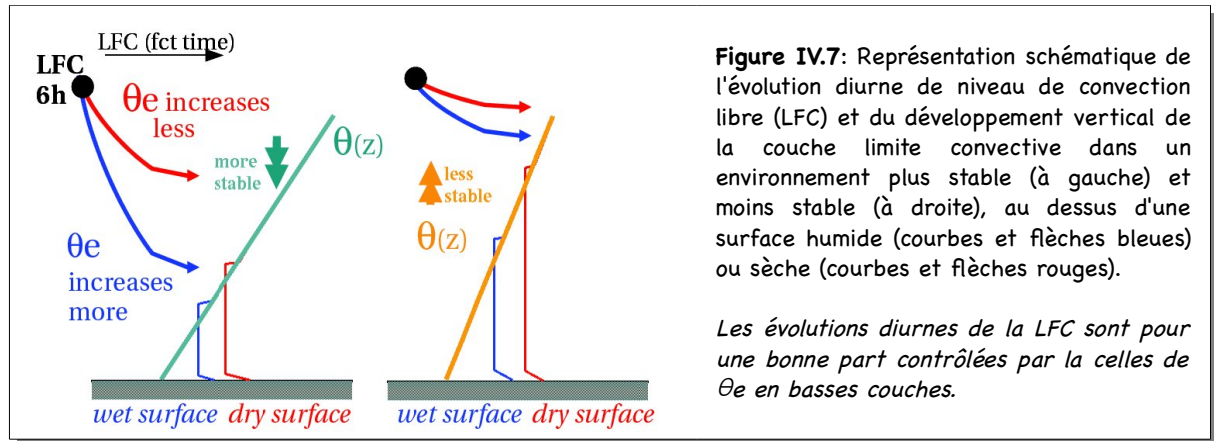
Les CRMs, en haut, simulent une succession de différents régimes ou phases convectives: sèche, nuageuse, avec des cumulus peu profonds puis profonds. La simulation des processus de couche limite sèche et nuageuse repose en partie sur le schéma de turbulence pour la modélisation type CRM utilisant une maille de l'ordre du kilomètre.

Les SCMs ont tendance à simuler une convection profonde trop tôt, en réponse à l'augmentation diurne de la CAPE, et en perturbant la dynamique de la couche limite. La convection s'éteint ensuite le soir.

(ii) Développement de convection diurne et mécanismes d'interaction surface-atmosphère

Tout au long du projet EUROCS, j'avais été frappée par la sensibilité des simulations CRM aux conditions environnementales moyennes imposées, dans l'atmosphère mais aussi à la surface. Cependant, dans la réalité, malgré des environnements très différents dans l'espace et le temps, un développement de convection préférentiel est observé de manière récurrente pendant les heures de la journée sur les continents.

Quelques études fournissent des pistes intéressantes en relation avec ce constat (Findell et Eltahir 2003, Ek et Holtslag 2004, voir aussi Ek et Mahrt 1994). Elles suggèrent notamment l'existence de régimes *distincts* favorables au développement de convection, régimes faisant intervenir des propriétés couplées de la surface et de l'atmosphère. Le premier régime proposé est observé sur des surfaces humides couplées à une atmosphère stable en basses couches (i.e; la température diminue peu avec l'altitude), le second sur des surfaces sèches couplées à une atmosphère moins stable. Dans le premier cas, les conditions deviennent plus favorables à l'occurrence de convection du fait d'une augmentation diurne de la température potentielle équivalente,  $\theta_e$ , de basses couches. Dans le second, elles découlent de la puissance des thermiques, de leur capacité à s'élever et à contrecarrer l'inhibition convective, la dilution importante de l'air des basses couches avec l'air généralement plus sec au dessus ne permettant pas d'augmentation notable de  $\theta_e$  (Fig. IV.7).

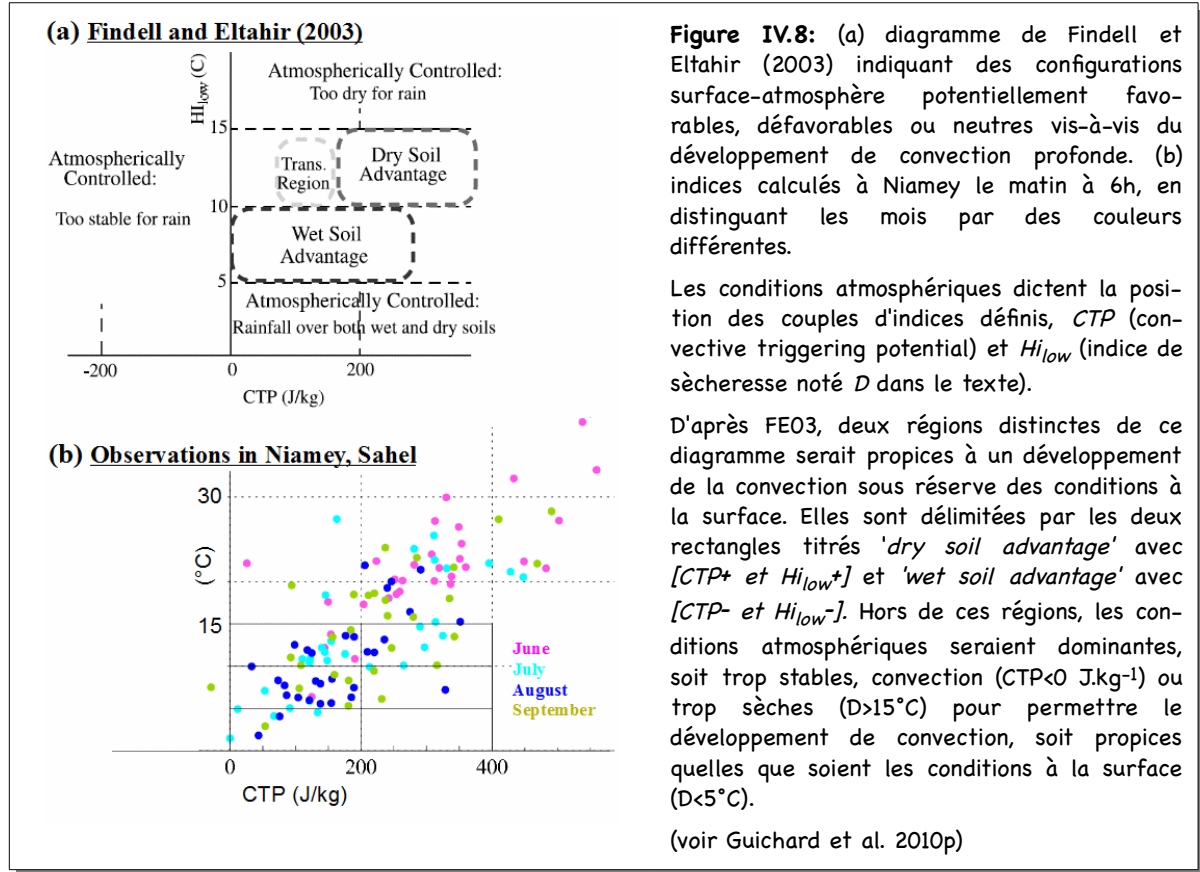


L'intérêt de l'étude de FE03 est de caractériser ces régimes par les valeurs d'un couple d'indices (Fig. IV.8a): le premier *CTP* (convective triggering potential) est relié à la stabilité des premiers km l'atmosphère; il est d'autant plus fort que  $\partial\theta/\partial z$  est petit, le second, *Hi\_low*, renseigne sur l'humidité en basses couches; il est d'autant plus fort que l'air est sec (noté *D* pour dryness ci-après). Grâce à la base de données de radiosondages fournie par le projet AMMA et contenant des milliers de sondages (Parker et al. 2008, Nuret et al. 2008), j'ai pu calculer la valeur de ces indices en de nombreux points sur l'Afrique de l'Ouest. Ces calculs suggèrent que de tels régimes couplés sont effectivement fréquents sur cette région (Figs. IV.8b et IV.9 en haut à gauche; voir aussi Guichard et al. 2010p): concrètement de nombreux couples d'indices se situent dans les deux rectangles  $(CTP, D) = A1 = [0,200] \times [5,10]$  et  $(CTP, D) = A2 = [200,400] \times [10,15]$ , dont FE03 suggèrent qu'ils sont favorables au développement de convection sur des surfaces humides (rectangle A1) et sèches (rectangle A2) et inversement. On notera que ces indices ont pour objet de caractériser les 1<sup>ers</sup> km de l'atmosphère *avant* la croissance diurne de la couche limite, tôt le matin.

Ces considérations suggèrent que des rétroactions *positives* (en accord avec Eltahir 1998) mais aussi *négatives* entre humidité du sol et précipitations sont impliquées dans le développement de convection. Elles sont d'ailleurs cohérentes avec les rares études menées sur ce sujet avec des observations, études qui indiquent que des rétroactions négatives se manifestent effectivement; Taylor et Ellis (2006) notamment montrent à l'aide d'observations satellitaires que la convection profonde est moins fréquente sur les surfaces plus humides pendant l'après-midi à des échelles de l'ordre de la centaine de km.



Par ailleurs, les modifications rapides de la surface et de l'atmosphère au Sahel suggèrent de plus le passage d'un régime à l'autre pendant la mousson (Fig. IV.8b). On observe en effet, au delà de la variabilité d'un jour à l'autre, un *mouvement* de conditions plus instables et plus sèches en juin (points roses) à des conditions plus stables et plus humides en août (points bleus); la variabilité synoptique est aussi généralement réduite en conditions plus humides. La CAPE en revanche, pilotée par la  $\theta_e$  de basses couches, varie peu au Sahel à ces échelles, car l'humidification s'accompagne d'un refroidissement (Fig. IV.9 en bas à gauche).

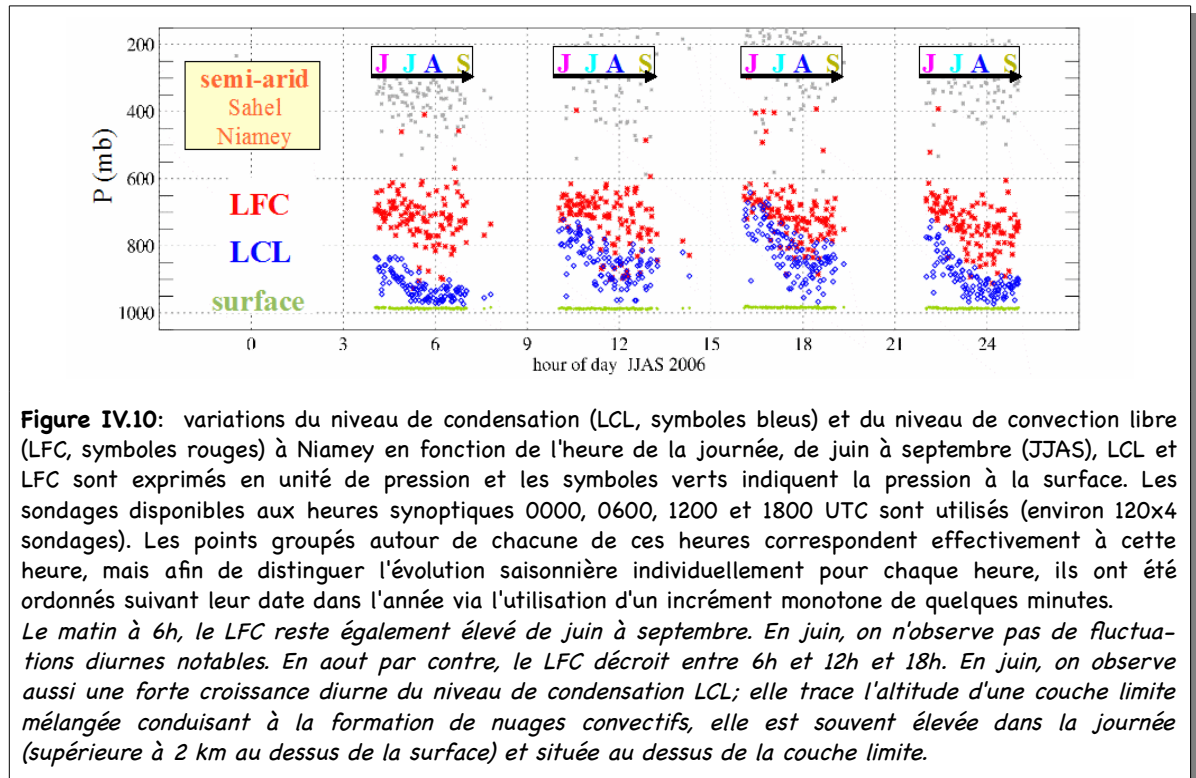
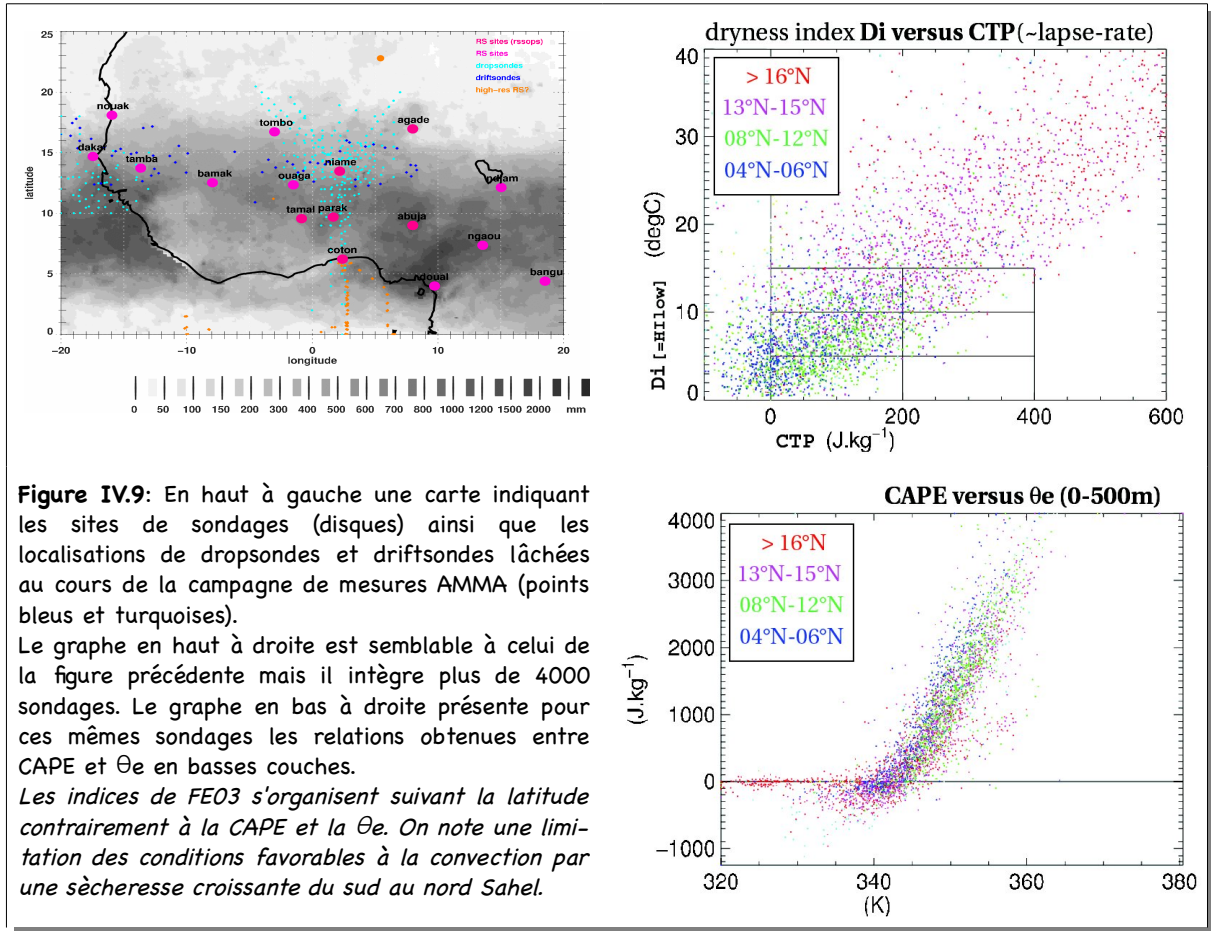


Lorsqu'on considère l'ensemble des mois d'été concerné par la mousson, de juin à septembre, on observe effectivement qu'en juin, l'atmosphère est instable et sèche et la surface sèche et chaude au Sahel alors qu'en août, l'atmosphère est plus stable et humide et la surface plus humide<sup>36</sup>. Ces éléments suggèrent que cette co-évolution des propriétés de l'atmosphère et de la surface favorise des rétroactions positives en juin, avant le saut de mousson, et négatives en août, au coeur de la mousson.

Cependant, les arguments discutés ci-dessus se fondent exclusivement sur des caractéristiques matinales de base de l'atmosphère pour inférer à grands traits comment la couche limite et l'instabilité convective sont susceptibles de se développer dans la journée, suivant les propriétés de la surface, et sans prendre en compte un rôle éventuel des advections. Les sondages lancés à haute fréquence temporelle (de 4 à 8 par tranche de 24h) et haute résolution sur la verticale permettent ici de renseigner plus précisément cette évolution diurne. Un exemple est fourni sur la Fig. IV.10 qui montre effectivement que le niveau de convection libre ne s'abaisse pas en juin au dessus d'une surface sèche, au cours de la journée, à Niamey, au Sahel. Il est encore assez élevé le matin en août, mais il tend ensuite à s'abaisser pendant la journée. Plus généralement, on constate effectivement que le scénario proposés par FE03 est cohérent avec les évolutions diurnes de la couche limite et de l'instabilité convective observées.

<sup>36</sup> Cette caractérisation de la surface en termes par l'humidité du sol se traduit par une partition des flux de chaleur sensibles ( $H$ ) et latents ( $LE$ ) très différente entre juin et août: la fraction évaporative ( $LE/(H+LE)$ ) est très faible en juin et souvent forte en août (cf. Timouk et al. 2009, Ramier et al. 2009).

#### IV. LE CYCLE DIURNE



Cette analyse souligne l'existence de couplages à grande échelle entre les propriétés des basses couches de l'atmosphère et de la surface au Sahel. Elle suggère une importance de ces propriétés dans le développement de convection en Afrique de l'ouest via des modes d'interaction variés. Cette complexité est associée à des processus *physiques* à la surface et dans les basses couches atmosphériques, processus qu'il est généralement difficile de modéliser précisément. Ceci pourrait expliquer en partie la grande dispersion des couplages entre précipitation et humidité du sol simulés par les modèles de grande échelle (Koster et al. 2004).

En termes de modélisation, il serait utile de déterminer comment ces propriétés de base de la surface et des basses couches et leurs couplages sont effectivement simulés par les modèles de grande échelle, en Afrique de l'Ouest et aussi dans d'autres régions continentales, et de savoir si la convection simulée présente une sensibilité à ces régimes sec-instable versus humide-plus stable et pourquoi.

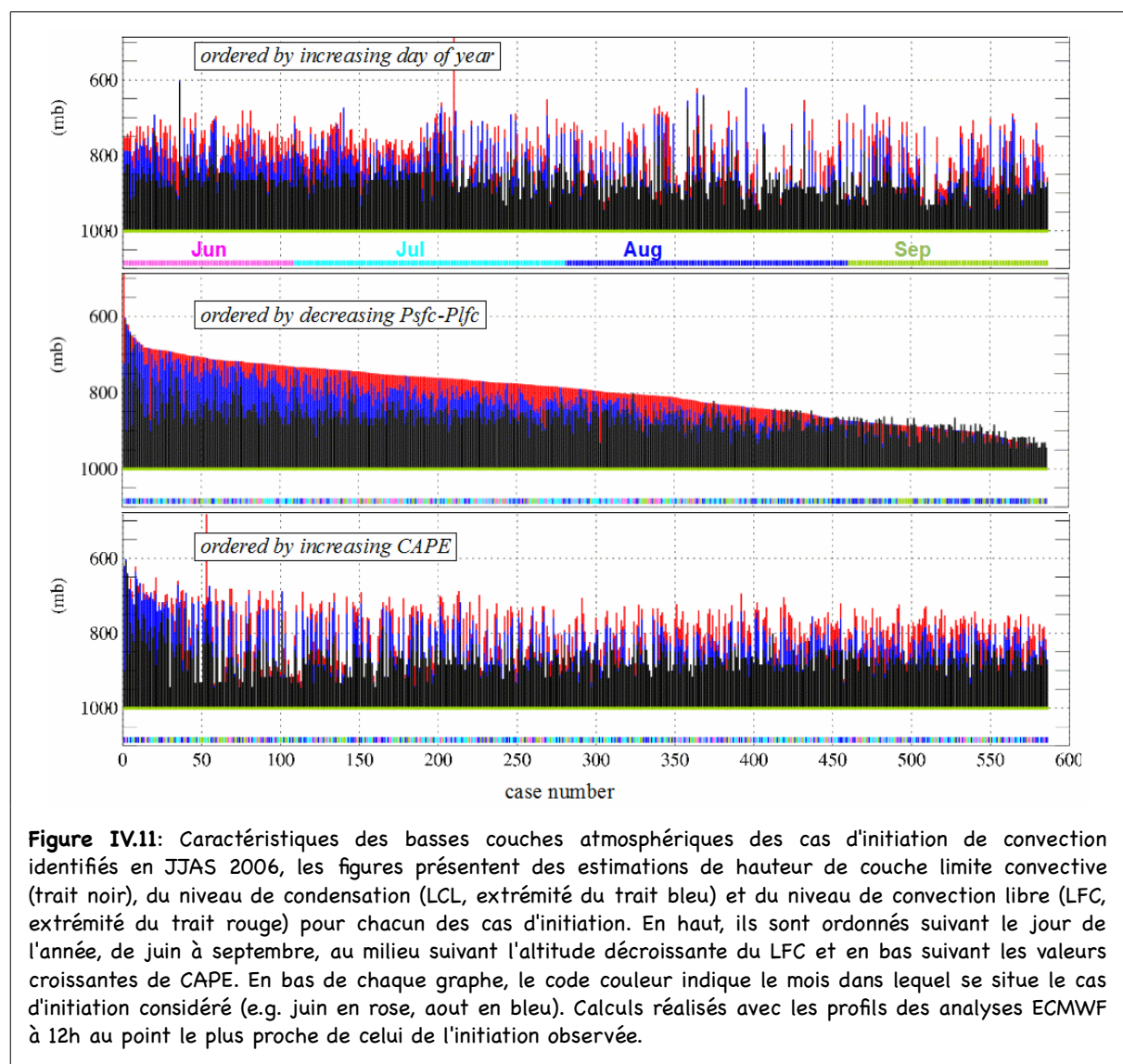
Néanmoins, de multiples questions de base restent posées en amont. On ne sait pas comment ces caractéristiques se combinent éventuellement avec d'autres facteurs pour expliquer les développements de convection observés (e.g., des circulations de méso-échelle). C'est un élément que nous avons considéré dans le cadre des travaux de thèse d'Amanda Gounou dont quelques résultats sont discutés brièvement ci-dessous.

##### *(iii) Observations de déclenchements de convection au Sahel*

L'objectif de ce volet de la thèse d'Amanda Gounou était d'identifier les liens éventuels entre humidité du sol et *déclenchement* de convection profonde à l'échelle diurne au Sahel. On notera ici que ce choix de la zone sahélienne est motivé par le fait que l'humidité du sol y présente une forte variabilité spatiale avec des structures qui changent d'un jour à l'autre en relation avec la succession des événements précipitants. Ce travail a été réalisé en collaboration avec Christopher Taylor du CEH. Amanda s'est appuyée sur l'analyse conjointe de jeux de données documentant la surface et l'atmosphère d'un grand nombre de cas d'initiation de convection (plusieurs milliers). L'algorithme de suivi de systèmes convectifs ISIS (Morel et Senesi 2002) a permis dans un premier temps d'identifier précisément dans l'espace et le temps des initiations observées en 2006. Les propriétés de la surface ont été renseignées par des estimations satellitaire de températures de surface (produits SEVIRI LAND-DAF) et d'humidité du sol superficiel (AMSR-E) et les analyses météorologiques de l'ECMWF ont fourni le contexte atmosphérique. Sur cette base, une approche statistique a été développée.

Les analyses montrent que les conditions atmosphériques locales associées à ces initiations diurnes sont variées (voir un exemple en Fig. IV.11 pour JJAS 2006), en particulier au mois d'août. En début de mousson, elles se caractérisent cependant par de fortes croissances des couches limites convectives, une inhibition convective importante et des niveaux de convection libre (LFC) élevés (Fig. IV.11, haut). Lorsque ces situations sont triées suivant leur LFC, on constate que valeurs de LFC les plus élevés (à gauche) sont associées aux couches limites les plus développées, avec un niveau de condensation (LCL) souvent situé plusieurs centaines de mètres au dessus du sommet de la couche limite. Lorsque le LFC est plus proche de la surface, le sommet de couche limite est beaucoup plus bas et coïncide souvent avec le LCL, ce qui suggère une prédominance de couches limites nuageuses dans ces conditions. Une telle configuration est plus complexe, faisant intervenir le forçage radiatif de ces nuages à la surface ainsi que leur impact sur la croissance de la couche limite convective (voir Stevens 2007 pour une discussion approfondie de ces effets). Finalement, un tri par valeurs croissantes de CAPE conduit à un mélange des propriétés de basses couches qui traduit le fait que la CAPE (ou de manière équivalente  $\theta_e$ ) n'est pas associée de manière *univoque* aux propriétés des basses couches atmosphériques.

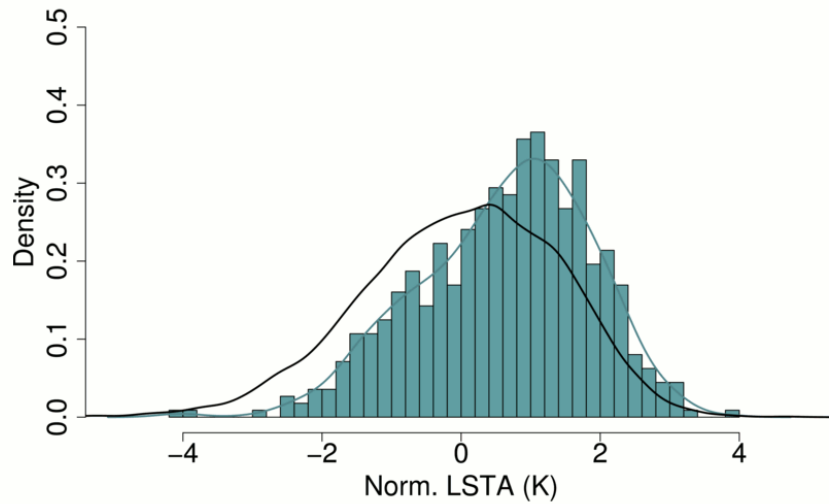




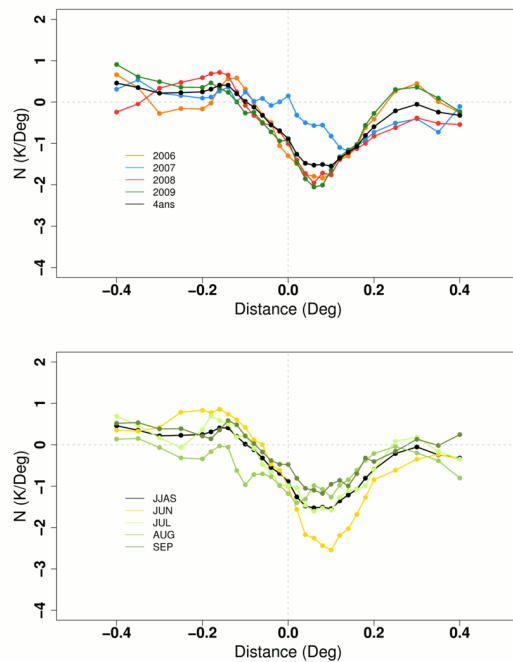
**Figure IV.11:** Caractéristiques des basses couches atmosphériques des cas d'initiation de convection identifiés en JJAS 2006, les figures présentent des estimations de hauteur de couche limite convective (trait noir), du niveau de condensation (LCL, extrémité du trait bleu) et du niveau de convection libre (LFC, extrémité du trait rouge) pour chacun des cas d'initiation. En haut, ils sont ordonnés suivant le jour de l'année, de juin à septembre, au milieu suivant l'altitude décroissante du LFC et en bas suivant les valeurs croissantes de CAPE. En bas de chaque graphe, le code couleur indique le mois dans lequel se situe le cas d'initiation considéré (e.g. juin en rose, août en bleu). Calculs réalisés avec les profils des analyses ECMWF à 12h au point le plus proche de celui de l'initiation observée.

A une échelle de l'ordre de la centaine de km, cette étude montre que la convection est initiée préférentiellement sur des surfaces plus chaudes et plus sèches; cette préférence est particulièrement marquée en début de mousson (Fig. IV.12) mais s'estompe en août. Ces résultats sont en accord avec les études précédentes utilisant d'autres données (Taylor et Ellis 2006). Leur nouveauté est d'établir un lien *direct* entre propriétés de surface et nombre d'initiations, grâce à l'utilisation d'un algorithme identifiant ces événements. Ils présentent aussi l'avantage de se baser sur l'analyse d'un grand jeu de données, ce qui permet de distinguer des modes de fonctionnement différents suivant les phases de la mousson ou encore suivant des propriétés physiques telles que le LFC pour l'atmosphère ou la variabilité spatiale des anomalies de température à la surface.

Cette étude montre aussi l'importance des hétérogénéités de surface observées à des échelles de quelques dizaines de km (Fig. IV.13). La configuration spatiale de ces structures par rapport à la direction de l'écoulement atmosphérique en basses couches suggère que des circulations induites par ces structures à méso-échelle jouent un rôle majeur dans l'initiation de la convection au Sahel, au sein d'un environnement caractérisé par une forte inhibition convective. Des travaux sont encore en cours sur ce sujet afin de préciser l'importance de ce mécanisme actuellement ignoré des modèles de grande échelle et qui paraît fondamental en zone semi-aride au regard de ces résultats. J'envisage des développements à cette étude, en termes d'analyses d'observations mais aussi de (tests de) paramétrisations, sur la base du cadre de modélisation couplé surface-atmosphère développé par Amanda Gounou. Ces développements sont présentés en V.2.



**Figure IV.12:** Distribution des anomalies de température de surface (produit LAND-SAF) pour des domaines de  $1^\circ \times 1^\circ$  où la convection a été initiée (histogramme vert et courbe verte) versus non initiée (courbe noire) en juin, 4 années sont utilisées ici: 2006 à 2009. (Source: thèse d'Amanda Gounou)



**Figure IV.13:** Variation en fonction de la distance au point d'initiation et parallèlement à la direction du vent en basses couches d'un gradient de température de surface normalisé (noté N, définition non détaillée ici)

en haut pour les 4 mois JJAS de chacune des 4 années de 2006 à 2009;  
en bas pour les mois de juin, juillet, août et septembre des 4 années.

(Source: thèse d'Amanda Gounou)

*L'initiation de convection a lieu sur une zone de gradient négatif marqué ( $N < 0$ ), environ 10 km en amont du minimum de N.*

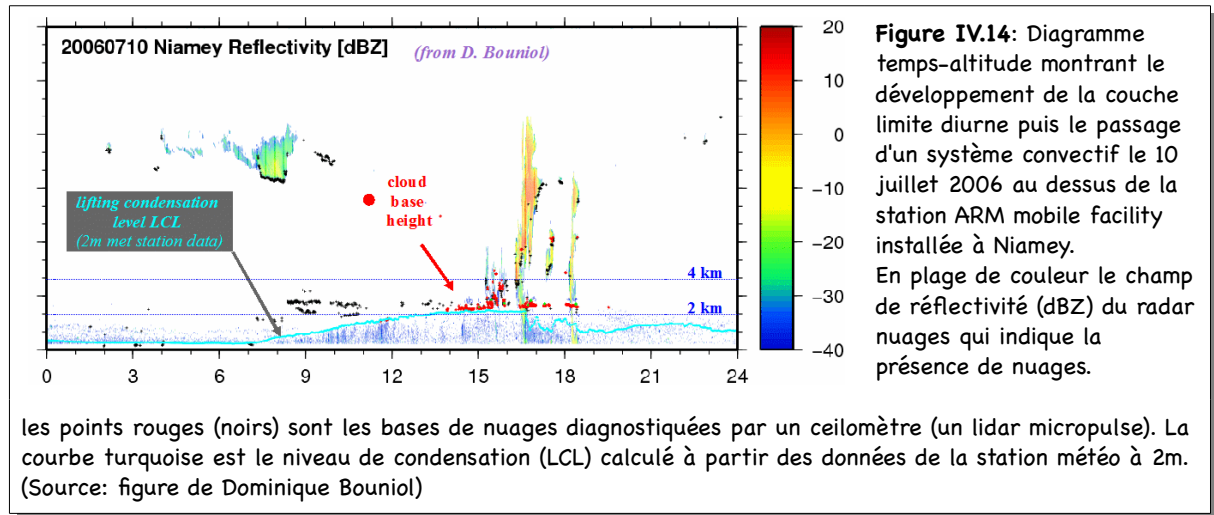
(iv) Un cas d'étude pour la modélisation en zone semi-aride

Le développement diurne de convection profonde sur les surfaces continentales chaudes et sèches, même s'il s'avère finalement fréquent en zone semi-aride (cf ci-dessus), n'a pas reçu une

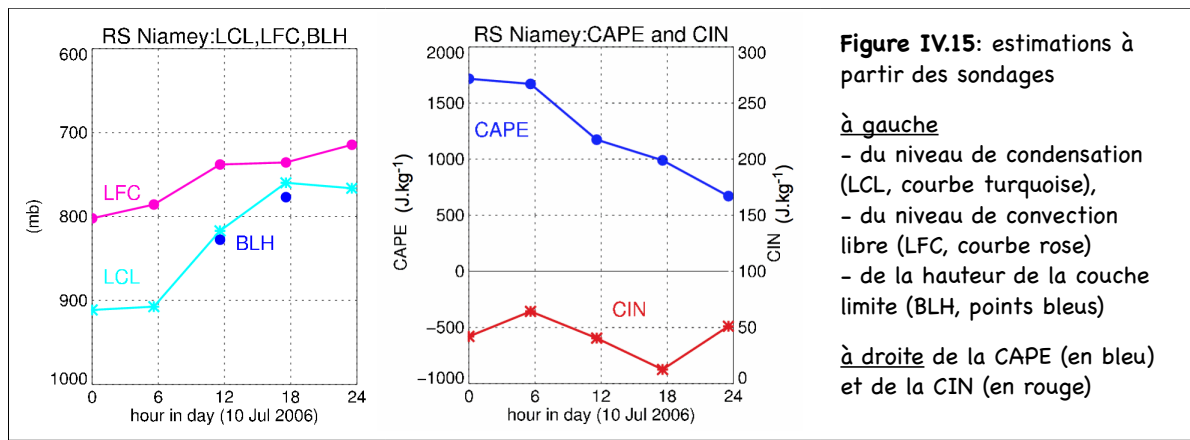
#### IV. LE CYCLE DIURNE

grande attention. J'ai constaté à de nombreuses occasions que ce phénomène était généralement très mal simulé par les modèles de prévision. Faisant pendant à l'analyse d'observations présentée ci-dessus, il me semblait donc intéressant de disposer d'un cas d'étude de ce phénomène, bien documenté, de façon à servir de base de modélisation LES.

En collaboration avec le LA, nous avons trouvé et analysé un cas remplissant ces conditions: celui d'un événement convectif initié dans le champ de vue du radar du MIT à Niamey durant la campagne AMMA (Lothon et al. 2010). L'analyse et la modélisation de cette situation constituait le sujet de post-doc de Catherine Rio que j'ai encadré avec Fleur Couvreur (cf. Guichard et al. 2010q,r).

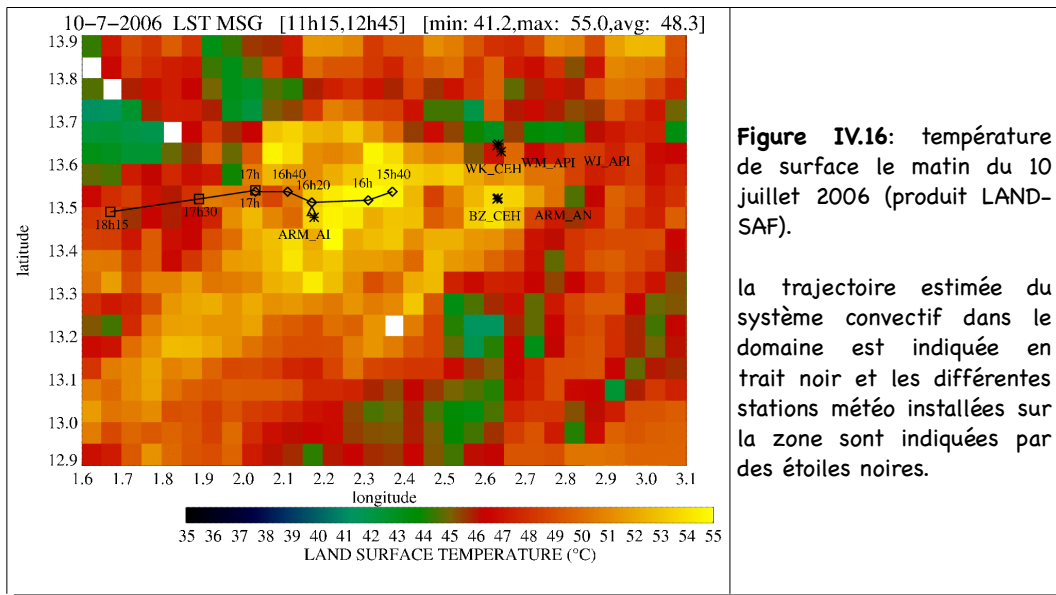


La figure IV.14 montre le passage de ce petit système convectif au dessus de la station ARM à Niamey à 17h30. La sécheresse des basses couches conduit à un niveau de condensation qui dépasse 2 km dans l'après midi. On constate aussi la présence de nuages dès les premières heures de l'après midi, nuages peu nombreux mais qui s'épaississent et dont les sommets dépassent 4 km après 15 h. Les conditions thermodynamiques dans lesquelles se développe ce système convectif sont typiques des régions semi-arides. L'humidité relative chute énormément sur toute la zone avant le passage du système convectif en fin d'après-midi, jusqu'à moins de 30%. On observe aussi une forte croissance de la couche limite, une altitude du niveau de convection libre (LFC) élevée dans l'après-midi, et une CAPE qui n'augmente pas, contrairement à ce qu'on observe en conditions plus humides (Fig. IV.15).

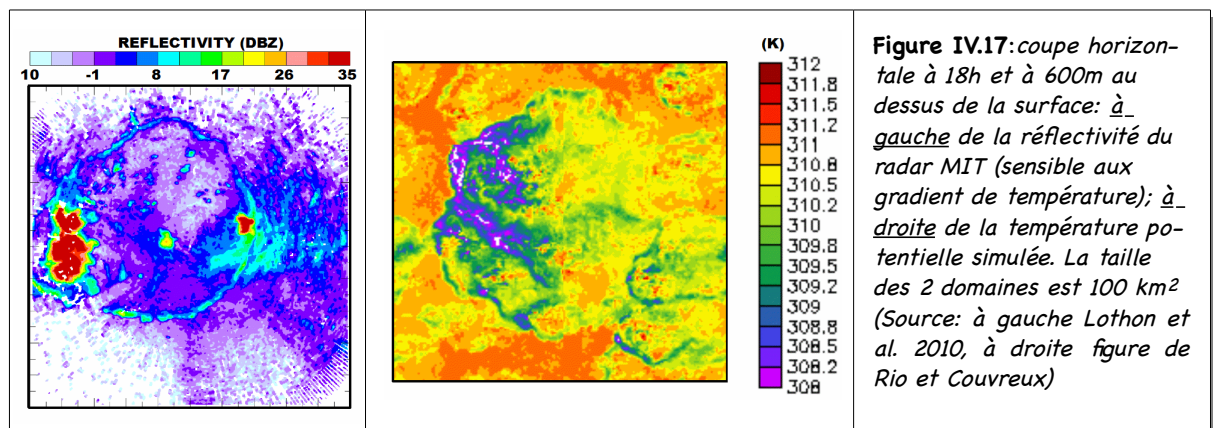


#### IV. LE CYCLE DIURNE

La Figure IV.16 illustre les fortes températures de surface et les hétérogénéités observées par satellite à méso-échelle en fin de matinée, en conditions de ciel clair. Là encore, le système convectif est initié au dessus de la surface la plus chaude.



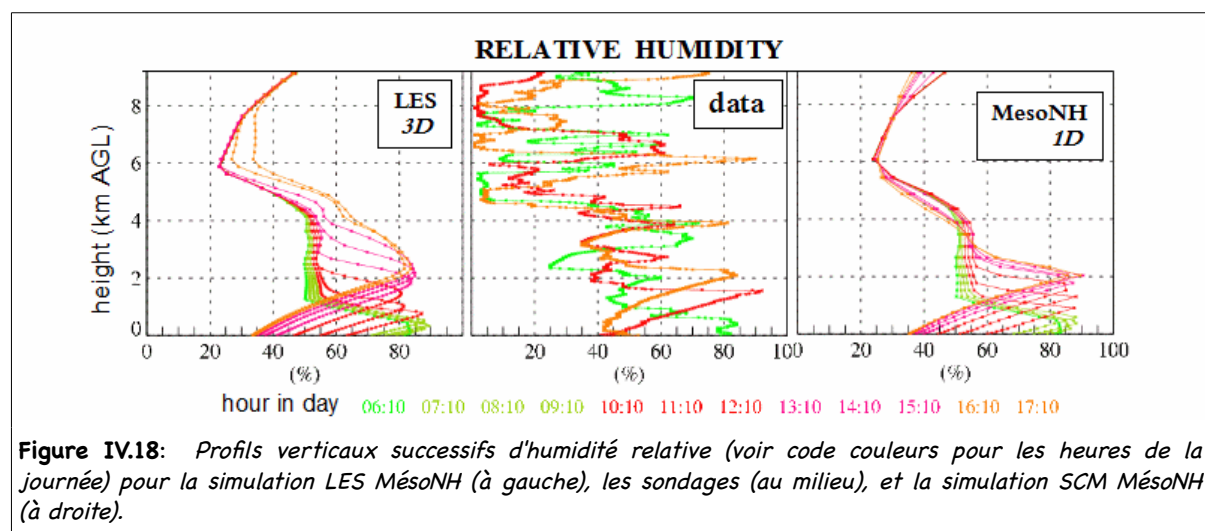
A 18h, un courant de densité convectif remarquablement circulaire occupe les basses couches (Fig. IV.17, à gauche). Alors que les modèles de prévision sont incapables de reproduire ce phénomène convectif observé, un cadre de modélisation simple, type LES, mais fortement contraint par les observations (au niveau de l'initialisation et des conditions de surface) nous a permis d'en reproduire les traits majeurs - à noter une sensibilité forte à l'ascendance de basses couches prescrite cependant, suggérant à nouveau une importance des circulations de méso-échelle dans la couche limite.



Finalement, des premières comparaisons entre simulations type LES/CRM et colonnes SCM ont été réalisées (Fig. IV.18). Elles soulignent une évolution radicalement différente de l'humidité relative (RH) au dessus de la couche limite (Fig. 8). Elle augmente progressivement dans la LES, via un transport de vapeur d'eau opéré par les processus nuageux non précipitants, tandis qu'elle reste faible dans les SCMs. Les sondages, mesures ponctuelles, ne permettent pas de valider la structure des champs de RH au dessus de la couche limite où les échelles de temps mises en jeu sont plus grandes, cependant, ils présentent de nombreux maxima locaux, cohérent avec de multiples traces de déentraînement nuageux.

#### IV. LE CYCLE DIURNE

Une première analyse de cette situation a été réalisée à partir des observations par Lothon et al. (2010). Celle des simulations LES correspond à du travail en cours que nous comptons poursuivre, avec Fleur Couvreur et Catherine Rio. Cependant, ce cas d'étude apparaît d'hors et déjà bien adapté pour explorer les mécanismes pilotant cette séquence diurne et les transitions qui la ponctuent, depuis le passage d'un fonctionnement de couche limite convective sèche à nuageuse, puis au développement de convection profonde. Il sera instructif d'analyser sa sensibilité (i) aux structures dans la couche limite et (ii) à l'humidité troposphérique. Les observations de surface disponibles permettront aussi d'explorer l'impact des hétérogénéités de surface et d'analyser si et comment les circulations de méso-échelle affectent l'initiation de la convection.



**Figure IV.18:** Profils verticaux successifs d'humidité relative (voir code couleurs pour les heures de la journée) pour la simulation LES Mésoscale (à gauche), les sondages (au milieu), et la simulation SCM Mésoscale (à droite).

### 3) Epilogue

En guise d'épilogue, les questions discutées ci-dessus se sont attachées aux processus convectifs dans le cycle diurne mais je n'ai pas évoqué des travaux en cours portant directement sur le cycle diurne et développés dans le cadre de la thèse d'Amanda Gounou. Ces travaux montrent que les processus convectifs modulent fortement ce mode diurne mais ne sont pas seuls acteurs de ce phénomène. Le cadre de modélisation basé sur des observations ainsi que les diagnostics développés par Amanda Gounou me paraissent appropriés pour avancer sur cette question qui, elle aussi, fait intervenir des notions de régimes plus ou moins arides et continentaux, et associés à des températures de surface distinctes.

En conditions instables, le cycle diurne des basses couches atmosphériques est profondément affecté par la convection profonde via de nombreux processus: nuages, précipitations, échanges verticaux. Cependant, en conditions moins perturbées, également plus fréquentes, la couverture nuageuse affecte encore considérablement les basses couches atmosphériques pendant la journée, en particulier via une diminution du flux solaire incident à la surface.

Sur continent, la majeure partie des échanges énergétiques entre surface et atmosphère sont réalisés au cours de la phase diurne, et leurs fluctuations se répercutent instantanément sur la dynamique de la couche limite convective (e.g.; Freedman et Fitzjarrald 2001). Une simulation précise de la **chronologie diurne des nuages** s'avère donc particulièrement importante sur continent où elle fait intervenir des couplages délicats entre processus de surface et de couche limite.

Dans la région soudanienne humide, on observe ainsi que cette structuration diurne, qui se traduit par une asymétrie du rayonnement solaire incident, se répète d'un jour à l'autre avec une belle régularité (Gounou, travail en cours). Une telle configuration est propice aux développements futurs de modélisation de cette phase diurne; il serait utile d'analyser ses sensibilités aux conditions environnementales de surface et atmosphériques.

#### IV. LE CYCLE DIURNE

Finale<sup>ment</sup>, les observations soulignent les liens étroits existants entre DTR, flux infrarouge et humidité à la surface (ou de manière équivalente niveau de condensation, voir aussi Betts 2006). Cependant, **la chute nocturne de la température à 2m** ne trace souvent qu'un refroidissement affectant une épaisseur très fine de l'atmosphère (quelques dizaines à quelques centaines de mètres). Sa modélisation est encore approximative et nécessite des progrès dans la représentation des processus turbulents en conditions stables, des processus de surface et de leur couplages. En particulier, un mélange vertical turbulent trop fort tend à gommer la sensibilité de la température à 2m aux conditions environnementales, notamment à l'humidité et au vent. Le rôle des nuages a souvent été mis en avant dans les évolutions observées du DTR. Cependant, il me semble qu'une modélisation satisfaisante du DTR et de ses évolutions climatiques ne peut s'affranchir d'une prise en compte des rétroactions entre turbulence nocturne et vapeur d'eau - via l'impact de l'humidité atmosphérique sur le refroidissement de la surface.



## V. TRAVAUX EN COURS ET PERSPECTIVES

Mes travaux en cours et perspectives de recherches pour les années à venir s'articulent autour des questions d'interactions entre processus physiques, de couplages entre surface et atmosphère, de bilan énergétique, en particulier à la surface, et de leur modélisation.

Ci-dessous, j'ai structuré ces perspectives autour de deux thématiques principales qui se focalisent sur deux échelles distinctes:

- (i) **la méso-échelle telle qu'elle s'inscrit dans le cycle diurne** (section V.1);
- (ii) **l'échelle saisonnière considérée dans un contexte climatique** (section V.2).

Ces travaux reposent en partie sur une utilisation de la modélisation numérique haute-résolution de type LES, en particulier ceux présentés en V.1. Quelques perspectives sont évoquées à leur sujet en section V.3.

Dans le cadre de (i), il s'agira d'identifier les échelles mise en jeu dans les interactions entre surface et processus convectifs se développant aux échelles diurnes. Ces travaux visent à enrichir notre connaissance et notre compréhension de ces phénomènes mais aussi, au delà, à guider les développements à venir des modèles. Ils intègrent également des considérations de régimes convectifs: e.g. Comment passe-t-on d'un régime de convection nuageuse peu profonde à profonde? Quels sont les facteurs pilotant ces transitions? Existe-t-il des différences de fonctionnement fondamentales au sein des environnements arides versus humides? Est-il possible de formuler ces effets dans le cadre d'une paramétrisation?

La seconde thématique est en prise directe avec les questions suscitées par les évolutions climatiques observées au Sahel. Cependant, je ne me focaliserai pas exclusivement sur la saison de mousson mais aussi sur la période de fortes chaleurs qui la précède. Cette période présente des caractéristiques très particulières présentées plus en détail en V.2, et il me paraît important de mieux les comprendre pour appréhender la sensibilité climatique des régions semi-arides.

Pour une large part, je me concentrerai sur l'Afrique de l'ouest. Les travaux envisagés s'appuieront sur l'exploitation d'observations et d'analyses ou réanalyses météorologiques, sur la modélisation à fine échelle et l'analyse des simulations climatiques utilisées pour l'AR5<sup>37</sup> de l'IPCC. Ces simulations seront analysées grâce aux informations détaillées fournies par le projet CFMIP.

Ces travaux s'inscrivent dans plusieurs projets qui vont démarrer ou se poursuivre au cours des prochaines années: AMMA-2 (African monsoon multidisciplinary analysis), ESCAPE (environmental and social changes in Africa: past, present and future), ALMIP-2 (AMMA land surface model intercomparison project – phase 2), BLLAST (boundary layer late afternoon and sunset turbulence), EUCLIPSE (European Union cloud intercomparison, process study & evaluation project).

Finalement, ils s'appuient sur des collaborations existantes, internes au CNRM, mais aussi externes, nationales ou internationales, au LA, LATMOS, LMD, LMTG, avec l'observatoire AMMA-Catch et le CEH en particulier.

### 1) Surface, couche limite et convection: régimes, échelles et mécanismes

#### (i) Contexte et questions

Comme largement discuté dans la section III, la modélisation du développement de convection sur les zones continentales reste un problème majeur. Il est toujours très difficile de simuler le moment précis, la localisation et l'intensité de ces développements convectifs, même avec un modèle de méso-échelle haute résolution à échéance de quelques heures. En modélisation climatique, les déphasages

---

<sup>37</sup> AR5: Fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change (IPCC)

diurnes systématiques peuvent conduire à des rétroactions irréalistes et à des biais importants dans le bilan énergétique, car les processus dont résultent ce bilan sont fortement couplés précisément à ces échelles.

Des études pionnières utilisant une modélisation académique suggèrent l'existence de couplages entre les processus de surface et la convection jusqu'à des échelles spatiales très fines (Anthes 1984, Emori 1998, Pielke 2001). Ces hypothèses semblent étayées par les études plus récentes, qui suggèrent également que la simulation des précipitations serait améliorée par une meilleure prise en compte des processus de surface (Childs et al. 2006). Cependant, le signe même des rétroactions diffère d'une étude à l'autre (Schär et al. 1999, Taylor and Ellis 2006). Ce constat suggère l'existence de régimes de fonctionnement distincts au sein desquels les mécanismes dominants seraient différents. Finalement, à plus grande échelle, les questions concernant l'intensité et la fréquence des pluies convectives sont au cœur de la problématique du climat et de son évolution (Huntington 2006, Del Genio et al. 2007, Trapp et al. 2007, O'Gorman, et Schneider 2009); une meilleure compréhension des mécanismes mis en jeu dans le développement de la convection des régions continentales est donc indispensable pour établir la sensibilité climatique de ces acteurs majeurs du cycle hydrologique.

Les travaux de thèse d'Amanda Gounou montrent qu'à des échelles de  $1^\circ \times 1^\circ$ , l'initiation de convection est plus fréquente sur des surfaces chaudes au Sahel, le flanc régional nord de l'ITCZ et la zone de transition avec le désert du Sahara (Gounou et al. 2009). Cette étude repose sur l'utilisation conjointe d'un logiciel de détection et suivi de systèmes convectifs (ISIS, Morel et Sénési 2002, Tomasini et al. 2006) et de produits de température de surface (LST, produits SEVIRI) et d'humidité du sol (AMSR-E, Owe et al. 2008). A plus fine échelle, ils montrent que ces initiations sont également plus fréquentes suivant des configurations spécifiques d'hétérogénéité de surface relativement à l'écoulement atmosphérique et suggèrent que l'initiation de la convection fait intervenir des circulations de méso-échelle. Les zones semi-arides se caractérisent également par des structures atmosphériques particulières. La croissance diurne des couches limites convectives, peu humides, y est très forte en début d'été. Dans ces conditions, une surface chaude peut s'avérer plus favorable à l'initiation de la convection car elle réduit plus efficacement l'inhibition convective (Findell et Eltahir 2003). Plus largement, les mécanismes à l'oeuvre dans ces développements de convection demandent à être explorés plus avant.

Dans une perspective de modélisation, il est important:

- ✓ d'analyser le fonctionnement des modèles explicites et paramétrés pour des conditions environnementales distinctes, en particulier arides versus humides,
- ✓ de préciser l'importance de la représentation de la variabilité méso-échelle de l'atmosphère et de la surface dans l'amélioration des simulations de la convection.

On ne cerne pas bien actuellement les échelles de variabilité qu'il est nécessaire de considérer pour rendre compte des phénomènes observés, en particulier les plus fines. Identifier ces échelles est donc une étape importante qui permet de guider les développements de paramétrisations sur ces questions.

Plus concrètement, si l'on veut améliorer la représentation des couplages surface-couche limite-convection dans un modèle, les questions suivantes se posent :

- ✓ Est-il plus pertinent de commencer par améliorer la représentation "moyenne" des surfaces à des échelles de l'ordre de la centaine de kilomètres et supérieures à la journée via (i) une meilleure prise en compte des propriétés de la surface telles que l'albedo, la végétation, et (ii) un meilleur traitement de la physique régissant les échanges énergétiques entre surface et atmosphère?
- ✓ Ou bien la priorité est-elle d'intégrer d'ores et déjà une représentation des hétérogénéités de surface, de la variabilité atmosphérique de méso-échelle associée et de leurs couplages non-résolus explicitement? Et si oui comment traiter cette question? Comment les circulations de méso-échelle interviennent-elles? Directement via la dynamique et les vitesses verticales qu'elle engendre? ou bien met-elle en jeu les propriétés thermodynamiques des masses d'air advectées (notamment leur contenu en eau)?

L'identification des échelles et des mécanismes de couplages fournit des éléments pour répondre à ces questions et développer une méthodologie pour avancer sur ce sujet.



(ii) Analyse des données

Pour attaquer ces questions, une exploitation plus étendue des produits satellitaires haute résolution (produits existants et à venir) devrait s'avérer particulièrement utile. Je pense notamment aux produits satellitaires à fine résolution documentant l'atmosphère tels MODIS (eau précipitable à résolution kilométrique), IASI (structures verticales de température et d'humidité atmosphériques, Phulpin et al., 2003) et la surface (e.g. humidité du sol ASAR, Baup et al. 2007).

Les estimations d'eau précipitable satellitaire à échelle kilométrique offrent la possibilité de caractériser la variabilité méso-échelle du contenu en eau des basses couches atmosphériques; elles peuvent également renseigner indirectement sur la dynamique de basses couches. Les produits IASI renseignent sur l'instabilité convective en basses couches. Ils devraient aussi permettre de documenter conjointement les conditions environnementales en troposphère libre, notamment en termes d'humidité, et de déterminer si les situations convectives observées s'accompagnent de couplages particuliers entre les propriétés de ces couches, et si oui de quelle nature. Les données ASAR de résolution spatiale comparable à celle des produits MSG/SEVIRI (LST) présentent l'avantage de fournir des informations sur la surface en conditions nuageuses et de documenter l'humidité du sol à des échelles spatiales de l'ordre du kilomètre, soit des échelles beaucoup plus fines que celles offertes par les micro-ondes passives (e.g. AMSR-E et SMOS: de l'ordre de 25 à 50 kilomètres).

En zone Sahélienne, les observations collectées au cours de la campagne AMMA permettent de mieux cerner le potentiel et les limites de ces produits. C'est le cas notamment de l'eau précipitable, grâce au réseau GPS (Bock et al. 2008) et aux sondages, très nombreux en 2006 (Parker et al. 2008). Les études existantes (e.g. Li et al. 2003) montrent le potentiel de produits tels ceux fournis par MODIS. Une activité importante se développe d'ailleurs autour de l'intégration et l'assimilation de données de ce type dans les modèles de prévision, qu'elle concerne l'eau précipitable, les champs de température et d'humidité comme la couvection nuageuse ou encore des propriétés de surface (e.g. Benedetti et Janiskova 2008, Chen et al. 2008, Morcrette et al. 2008). De plus, dans les régions où la quantité de données traditionnelles (i.e. SYNOP, RS) est limitée, ces produits satellitaires auront un poids d'autant plus important. Ce constat motive aussi le besoin de préciser la qualité de ces données.

Ces nouveaux jeux de produits satellitaires viendront compléter la documentation de la base de cas d'initiation de convection que nous avons développé conjointement avec le CEH. Cette base contient déjà plusieurs milliers de cas observés, documentés en surface par des produits satellitaires (LST SEVIRI, AMSR-E, ISIS) et pour l'atmosphère par des analyses météorologiques locales et des diagnostics convectifs et de couche limite. Des méthodologies proches des celles développées précédemment permettront d'explorer les relations entre propriétés de surface et caractéristiques thermodynamiques de basses couches, en termes de moyenne et de variabilité à méso-échelle, puis entre caractéristiques de basses couches et convection.

(iii) Stratégie de modélisation

Cette base enrichie, comprenant des milliers de cas documentés, fournit un cadre de modélisation et d'évaluation unique en ce sens qu'elle est faite de situations pour lesquelles on sait à priori que la convection profonde s'est développée. Un tel outil permet une revue systématique des capacités des modèles à simuler l'initiation de la convection dans plusieurs configurations complémentaires (modèle 3D, modèle colonne SCM, simulations CRM/LES de quelques situations choisies). Les produits satellitaires, les analyses météorologiques et les informations fournies par ALMIP (Boone et al. 2009) permettent un cadrage des conditions initiales et limites, suivant la méthodologie développée par Amanda Gounou dans la cadre de sa thèse. La simulation explicite étant plus coûteuse, il sera important de définir un jeu limité de cas tests contrastés et représentatifs, sélectionnés à partir des observations, en complément du 10 juillet 2006 présenté par Lothon et al. (2010).

Les résultats de modèles tels que l'ECMWF-IFS suggèrent déjà que dans un modèle paramétré, la réponse sera plus complexe qu'une convection *en avance sur le cycle diurne*, puisque ce

modèle peine à activer la convection profonde en région Sahélienne. Il s'agit ici d'analyser la capacité de la modélisation à reproduire ces situations convectives:

- ✓ La convection se développe-t-elle ou non dans les simulations? Si oui, est-elle synchrone à celle observée ou décalée dans le temps, en avance ou en retard?
- ✓ Observe-t-on une phase de transition? Si oui, comment la caractériser, dans les observations et les simulations?
- ✓ Les performances du modèle sont-elles sensibles :
  - aux régimes rencontrés, e.g. stables versus instables, secs versus humides, vent fort versus vent faible?
  - à la variabilité méso-échelle observée?

L'analyse des résultats des simulations tridimensionnelles permet une première caractérisation du fonctionnement du modèle dans sa globalité et toute sa complexité. Même un fonctionnement satisfaisant peut résulter de compensations d'erreurs. Ensuite, le cadre unidimensionnel permet de simuler individuellement chacun de ces cas de manière peu coûteuse, et de réaliser des tests de sensibilité contrôlés. Les objectifs visés avec les simulations explicites sont (i) de préciser l'importance de la variabilité méso-échelle, (ii) d'identifier les mécanismes dominants mis en jeu et (iii) de fournir des éléments pertinents aux paramétrisations sur ces questions. La méthodologie présentée ci-dessus vise ainsi à cadrer et appuyer les développements futurs des paramétrisations. Elle s'appuie sur des collaborations déjà établies au niveau de la communauté française (O. Bock, LATMOS, E. Mougin et L. Kergoat, LMTG) et européenne (C. Taylor, CEH). J'ai aussi proposé ce projet de modélisation dans le cadre du projet européen récemment soumis EMBRACE.

Au delà d'une avancée sur les processus de méso-échelle, les perspectives de ce travail concernent également la compréhension de grands phénomènes météorologiques tels la mousson, l'amélioration de la prévision du temps et la modélisation du climat. Ces thématiques sont au cœur du projet présenté dans la section suivante.

## 2) Sensibilité climatique du cycle saisonnier en Afrique de l'ouest

### (i) Contexte

La sensibilité climatique en Afrique de l'Ouest est généralement considérée sous l'angle de ses précipitations annuelles à l'échelle régionale (e.g., Hulme 1992, Zeng et al. 1999, Giannini et al. 2003, Held et al. 2005). Les précipitations constituent effectivement un élément majeur et critique du climat ouest-africain. On peut penser ici en particulier à la sécheresse multi-décennale de la fin du XX<sup>ème</sup> siècle et à ses conséquences dramatiques. Plus généralement, les sécheresses et les inondations sahéniennes correspondent à des événements récurrents; les médias en font état chaque année. Pendant la mousson, des périodes de sécheresse sont d'ailleurs parfois entrecoupées par de sévères inondations (e.g. à Gao au Mali en 2008). En outre, la prévision des précipitations en Afrique de l'ouest reste une véritable gageure, depuis les échelles journalière et synoptique, saisonnière, inter-annuelle, multi-décennale comme climatiques plus longues.

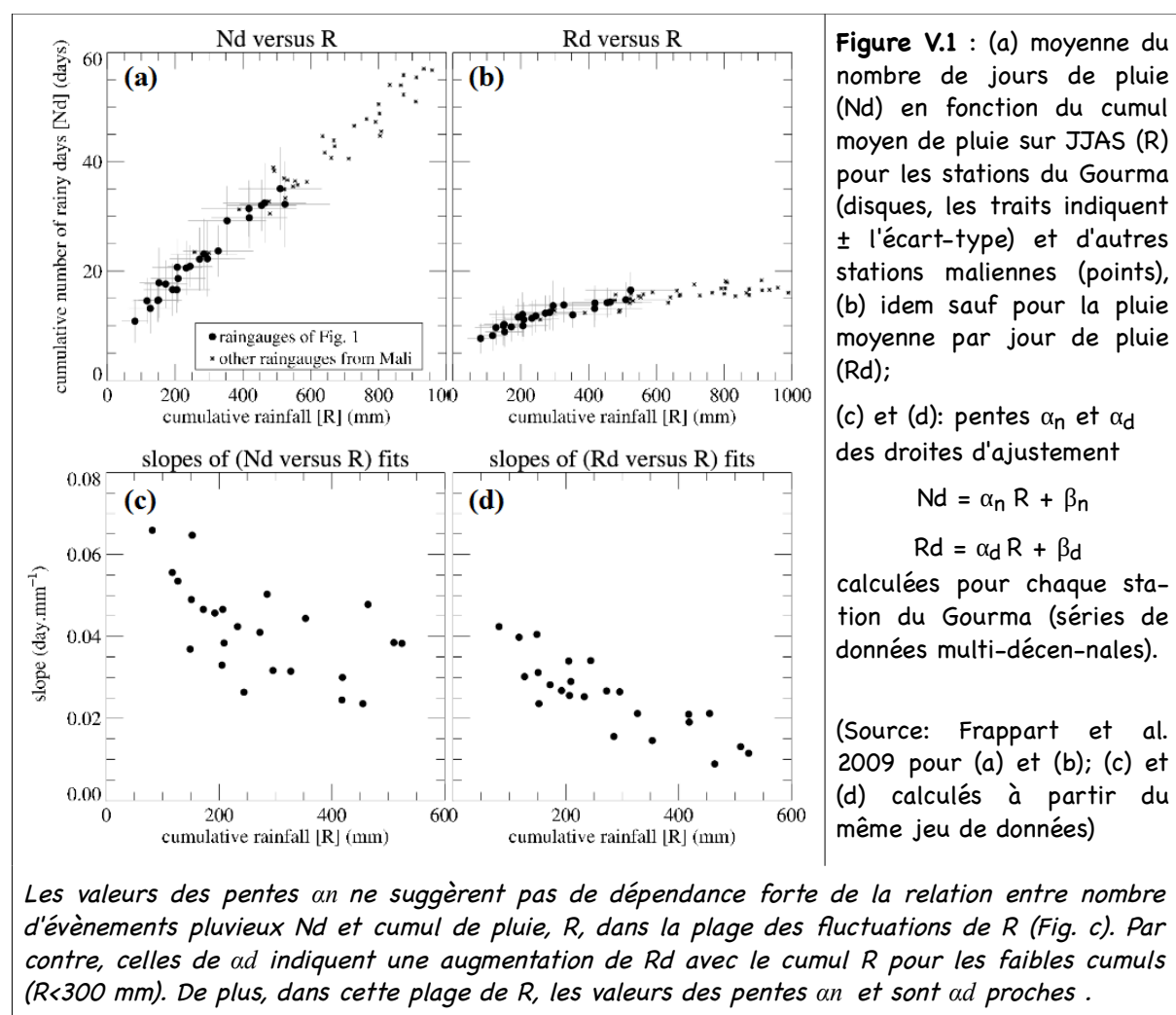
Il est révélateur que les hypothèses mises en avant pour expliquer la sécheresse de la fin du XX<sup>ème</sup> siècle se soient radicalement transformées au cours des décennies passées: l'importance initialement donnée à des causes d'origine *locale* (e.g. végétation, albédo, désertification) s'est amoindrie au profit de considérations plus externes, à grande échelle (notamment l'évolution des SST) – voir Giannini et al. (2008) pour une revue très complète. Les processus de surface locaux conduiraient ainsi à une amplification du phénomène mais ne correspondraient pas au mécanisme moteur. Les simulations fournies par les modèles de grande échelle s'accordent qualitativement sur ce scénario explicatif des décennies passées. En revanche, leurs projections climatiques sont essentiellement divergentes en Afrique de l'Ouest (Cook et Vizi 2006).

Ce constat n'est pas si surprenant dans la mesure où les facteurs régissant les cumuls comme l'intensité des précipitations sont complexes, et leur modélisation délicate, alors même que leurs possibles modifications dans le cadre des évolutions climatiques est une question aux conséquences

sociétales majeures. Doit-on s'attendre à une intensification des pluies dans un climat globalement plus chaud? Si oui, s'accompagne-t-elle d'une diminution globale des cumuls de pluie au Sahel? Fait-elle intervenir une sensibilité climatique des modes de variabilité saisonniers et diurnes? L'arrivée des pluies est-elle plus tardive? Et si oui pourquoi? Toutes ces questions sont pour l'instant sans réponse.

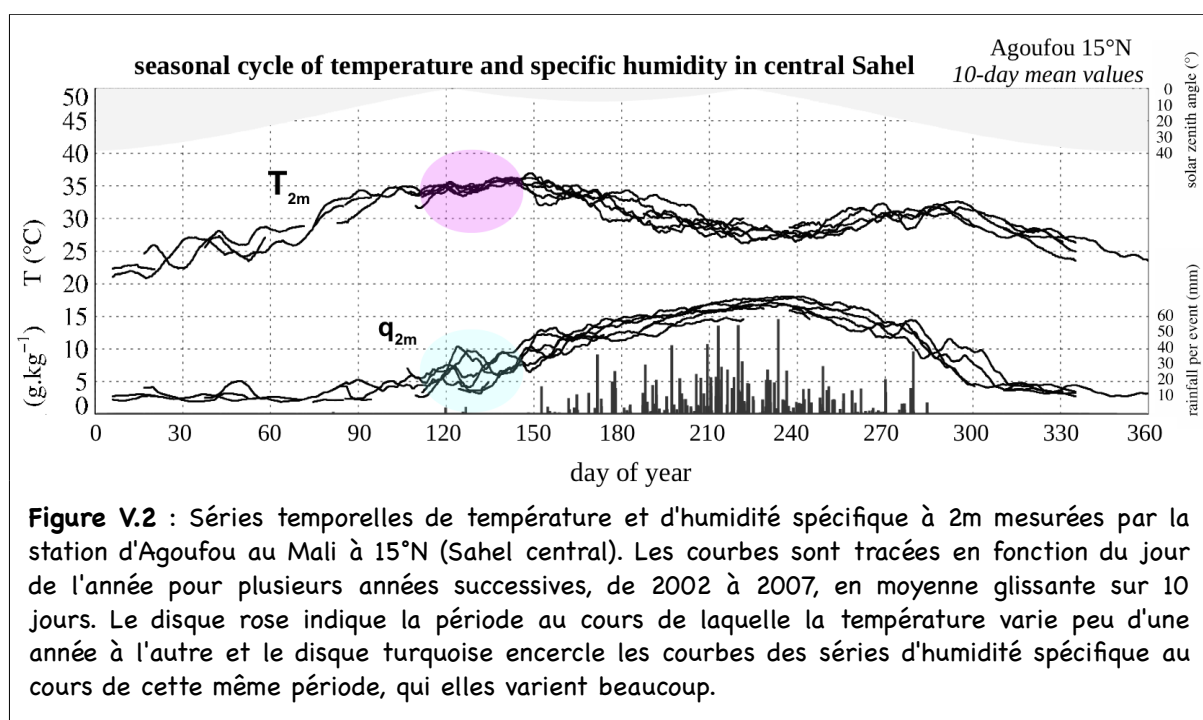
Les travaux existants sur l'Afrique de l'Ouest suggèrent qu'il n'existe pas de relations évidentes entre la durée de la saison des pluies, ses dates de démarrage et de fin, et le cumul ou l'intensité des précipitations observés; en revanche le cumul annuel est contrôlé par le *nombre* d'événements de pluie (Le Barbé et al. 2002, Mathon et al. 2002, Frappart et al. 2009). La figure V.1(a,c) illustre cette caractéristique identifiée par Le Barbé et Lebel (1997). Cependant, Frappart et al. (2009) suggère une modulation par la quantité moyenne de pluie par événement plus importantes lorsqu'on s'approche de la frange sud du Sahara (Fig. V.1(b), et les pentes présentées en V.1(d)). L'étude de Frappart et al. suggérait également que la saison des pluies est plus courte et les événements pluvieux plus intenses au Gourma depuis une dizaine d'années. Ces résultats visaient à documenter le régime des précipitations dans le Gourma mais elle appelle aussi des travaux plus poussés et suscitent des interrogations. On notera ici les travaux récents de Biasutti et Sobel (2009), qui sur la base des résultats de simulations climatiques, suggèrent que les précipitations seraient plus tardives dans un climat plus chaud au Sahel.

Plus généralement et en relation avec ce qui précède, les perspectives que je compte développer concernent la **sensibilité climatique du cycle saisonnier en Afrique de l'ouest**. Elles ne se concentrent pas exclusivement sur les précipitations mais intègrent une analyse de la température, en particulier au printemps. Je présente ci-dessous quelques résultats préliminaires documentant ces questions.



(ii) *Températures en zone semi-aride au printemps*

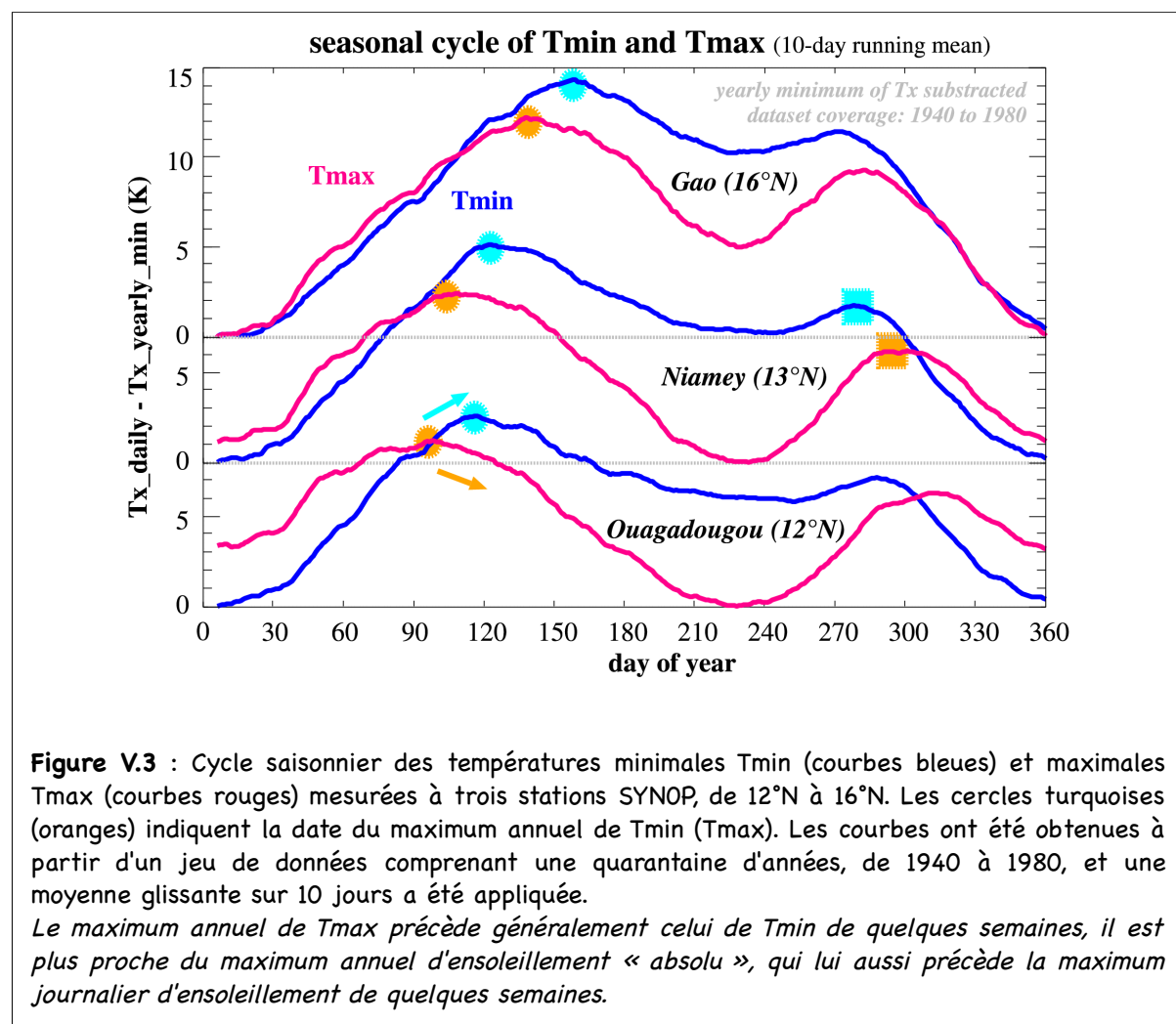
Il est important de réaliser que la fin du printemps est une période de l'année particulièrement pénible à vivre pour de nombreux habitants du Sahel. Les températures sont excessivement élevées (e.g., Fig. V.2, courbe du haut), et lorsque le flux de mousson s'installe, souvent plusieurs semaines avant les premières pluies, le refroidissement nocturne s'atténue considérablement (e.g., Guichard et al. 2009). Ainsi, la température moyenne au mois de mai dans le Gourma est ici de 35°C. De plus, elle varie très peu d'une année à l'autre à cette échelle inter-annuelle courte, contrairement à l'humidité. Ces fluctuations traduisent en fait des séquences de circulations en basses couches (e.g., Couvreur et al. 2010), distinctes d'une année à l'autre. Ce fonctionnement suggère une relative insensibilité des températures aux conditions synoptiques au cours de cette période de l'année. En revanche, cette stationnarité de la température fait intervenir des considérations diurnes: on observe en effet un déphasage des cycles saisonniers des températures maximales  $T_{max}$  et minimales  $T_{min}$ ; leurs maxima annuels sont décalés de quelques semaines (Fig. V.3). Ainsi, alors que  $T_{max}$  commence à diminuer,  $T_{min}$  continue à augmenter, ces variations opposées limitent les fluctuations de la température journalière moyenne et correspondent à une période de diminution du *diurnal temperature range* (DTR). En analysant d'une façon semblable des données SYNOP disponibles, on observe encore en zone sahélienne une diminution de la variabilité inter-annuelle de la température au printemps, et aussi généralement en automne. Un analyse plus complète pourra être entreprise, avec des jeux de données plus complet.

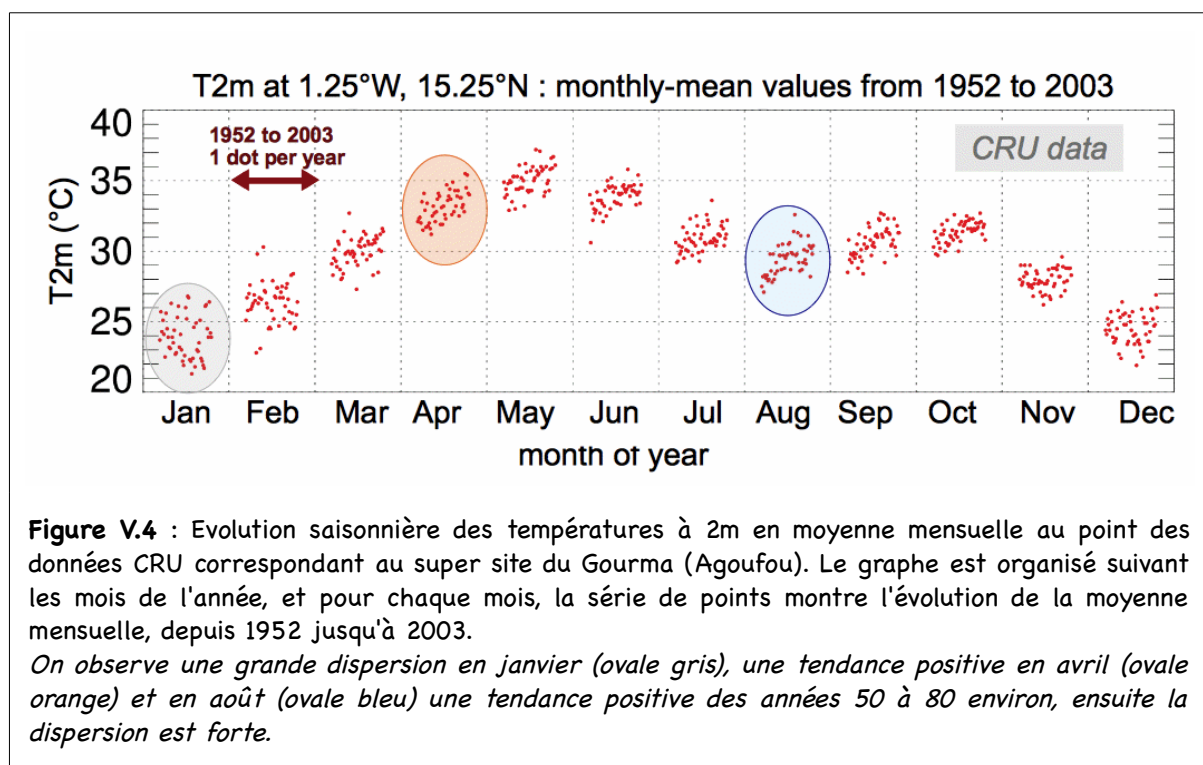


A des échelles inter-annuelles plus longues, les données du CRU (Fig. V.4), des moyennes mensuelles grillées, indiquent une augmentation générale de la température assez nette au printemps (en avril-mai) au cours des dernières décennies, alors qu'aucune tendance de réchauffement n'émerge pour les mois d'hiver et que les fluctuations observées au mois d'août semblent faire intervenir la variabilité des précipitations aux échelles décennales. On observe en effet une augmentation de la température des années 50 à la fin des années 80 lors du passage de décennies pluvieuses à sèches, suivie pas une légère tendance négative. On note aussi que cette augmentation est très forte au printemps, elle atteint alors plus de 2°C en 50 ans et ne fait pas intervenir un rôle des précipitations puisqu'il ne pleut pas pendant cette période de l'année. Cette évolution des tendances de température se manifeste plus tôt dans l'année et est moins marquée plus au sud, en zone soudanienne. Par contre, elle

est encore plus forte qu'à 15°N (Fig. V.4), lorsqu'on s'approche du Sahara et que la marque de la variabilité multi-décennale des précipitations s'estompe.

Ces figures sont illustratives de fluctuations climatiques importantes des températures au Sahel. C'est un sujet qui n'a pas fait l'objet d'un grand nombre d'études, mais qui me semble important à plusieurs titres, en tant que tel mais aussi en relation avec la sensibilité climatique de la saison des pluies. Ces figures soulignent aussi les difficultés inhérentes à l'interprétation des tendances des moyennes annuelles; elles font en effet intervenir une variété de mécanismes de couplages distincts entre température, vapeur d'eau, aérosols, précipitations, végétation et circulations à grande échelle qui se succèdent tout au long de l'année.





### (iii) Axes de développements futurs

Dans une suite naturelle de la discussion présentée ci-dessus, j'envisage les développements suivants, qui s'inscrivent également dans le cadre de ma participation à l'ANR ESCAPE, à ALMIP-2, et, dans une certaine mesure, au projet européen EUCLIPSE:

#### *a/ La documentation du cycle saisonnier et de ses évolutions au cours des dernières décennies*

Ces travaux s'appuieront sur une exploitation plus complète des jeux de données existants. Ils comprennent notamment deux jeux de données complémentaires pour la météorologie à la surface: les stations météo et de flux AMMA-Catch documentant les années les plus récentes et les données SYNOP, moins complètes, mais couvrant les décennies passées.

Les premières permettent d'aborder des échelles allant de l'heure à l'inter-annuel court (jusqu'à dix ans). Elles sont bien adaptées pour identifier l'existence de couplages entre thermodynamique à la surface et bilan énergétique (cf. III.5), par exemple entre flux infrarouge net (LWnet) et humidité (Betts et al. 2004, Guichard et al. 2009), entre précipitation de mousson et émission de surface, entre amplitude journalière de la température (DTR) et LWnet (travail en cours). Les relations obtenues permettent alors une exploitation plus poussée des jeux de données SYNOP. L'humidité relative et le DTR fournissent ainsi des proxy intéressants du flux LWnet à la surface. Elles constituent aussi des guides ou diagnostics utiles à la modélisation.

Cet axe s'enrichira des travaux réalisées par Dominique Bouniol, Fleur Couvreur sur la climatologie des nuages en Afrique de l'Ouest, travaux dans lesquels je suis impliquée, et qui intègrent une analyse détaillée de l'impact radiatif des nuages à la surface distinguant différents types de nuages. Ils ne visent pas les échelles décennales mais sont adaptés à l'étude du cycle saisonnier.

#### *b/ La caractérisation de la période chaude précédant l'arrivée des pluies*

Il s'agira ici de déterminer des paramètres de base tels que la durée de cette période, ses dates de début et de fin, son fonctionnement diurne, la nature des couplages mis en jeu entre température, humidité et vent. Les évolutions climatiques font généralement intervenir une diminution importante du DTR (Karl et al. 1993, Dai et al. 1999, Wild et al. 2009). Pendant cette phase de l'année, plus

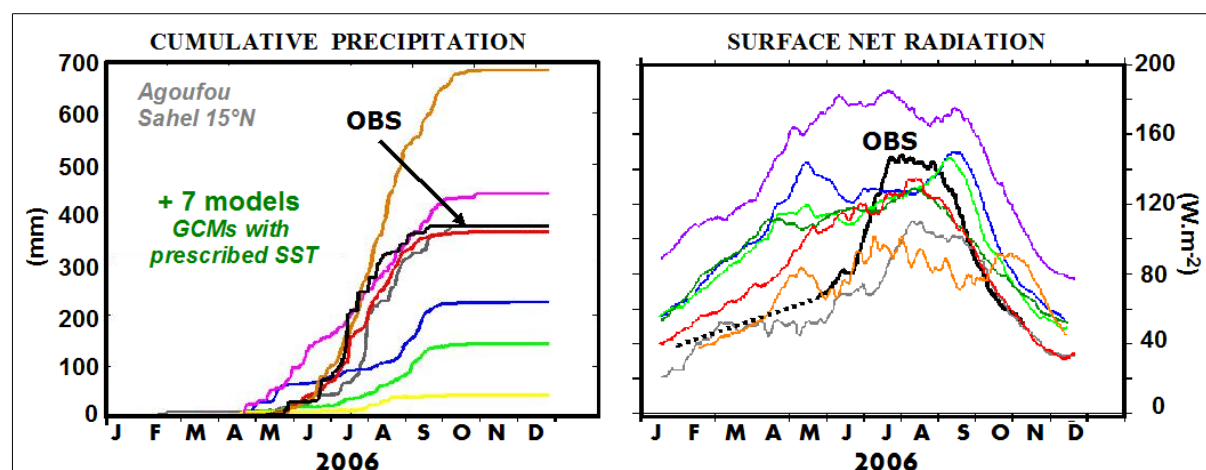
simple à analyser que la saison des pluies (du fait de l'impact des précipitations sur le DTR), il sera instructif de déterminer comment se répartit le réchauffement observé entre jour et nuit, comment il fait intervenir le champs d'humidité, les aérosols, le vent, et à quelles modifications il est associé à une échelle régionale (e.g. la position de l'ITD). Ces éléments visent à documenter la sensibilité climatique du cycle saisonnier et à fournir des éléments à des questions de base. Par exemple, observe-t-on une allongement de cette période qui serait associé à un démarrage des pluies plus tardif? Une augmentation de la température en début d'été s'accompagne-t-elle de modifications du champ de vapeur d'eau dans les basses couches atmosphériques et dans la SAL? Les nuages et premiers événements précipitants sont-ils sensibles à des fluctuations de ces propriétés thermodynamiques? Se manifeste-t-elle en termes d'intensité convective?

### c/ L'évaluation des modèles

Une des leçons tirées de travaux récents est que les modèles de grande échelle ne sont pas *meilleurs* en dehors des mois de mousson (e.g. Hourdin et al. 2010, voir aussi Meynadier et al. 2010b). Une évaluation des précipitations simulées conduit effectivement à se focaliser exclusivement sur cette période.

Abdoul Khadre Traoré en particulier a entrepris une évaluation du cycle saisonnier du bilan énergétique à la surface simulé par des modèles de grande échelles (ceux du projet AMMA-MIP, voir la Fig. V.5 pour un exemple). Ce cycle présente une forte amplitude, mais il est complexe car résultant de nombreux processus de nature très différente, et dont l'importance relative varie au cours d'un cycle annuel (cf. III.5). Il n'est donc pas surprenant que les modèles actuels, de prévision comme de climat reproduisent mal ce cycle saisonnier de l'énergétique à la surface.

Les évaluations réalisées indiquent des biais très importants au printemps, au moment de l'installation de la mousson, et une amplitude du cycle saisonnier souvent sous-estimée, par exemple des températures trop basses au printemps et trop élevées pendant la mousson malgré une tendance générale (aussi observées dans les réanalyses météorologiques) à surestimer le rayonnement net à la surface avant l'arrivée des pluies (Fig. V.5, droite) La sensibilité climatique du cycle saisonnier des GCMs en Afrique de l'Ouest est peu connue. Sur ce sujet, j'envisage tout d'abord de me concentrer sur une analyse de la période qui va du printemps au régime de mousson établie.

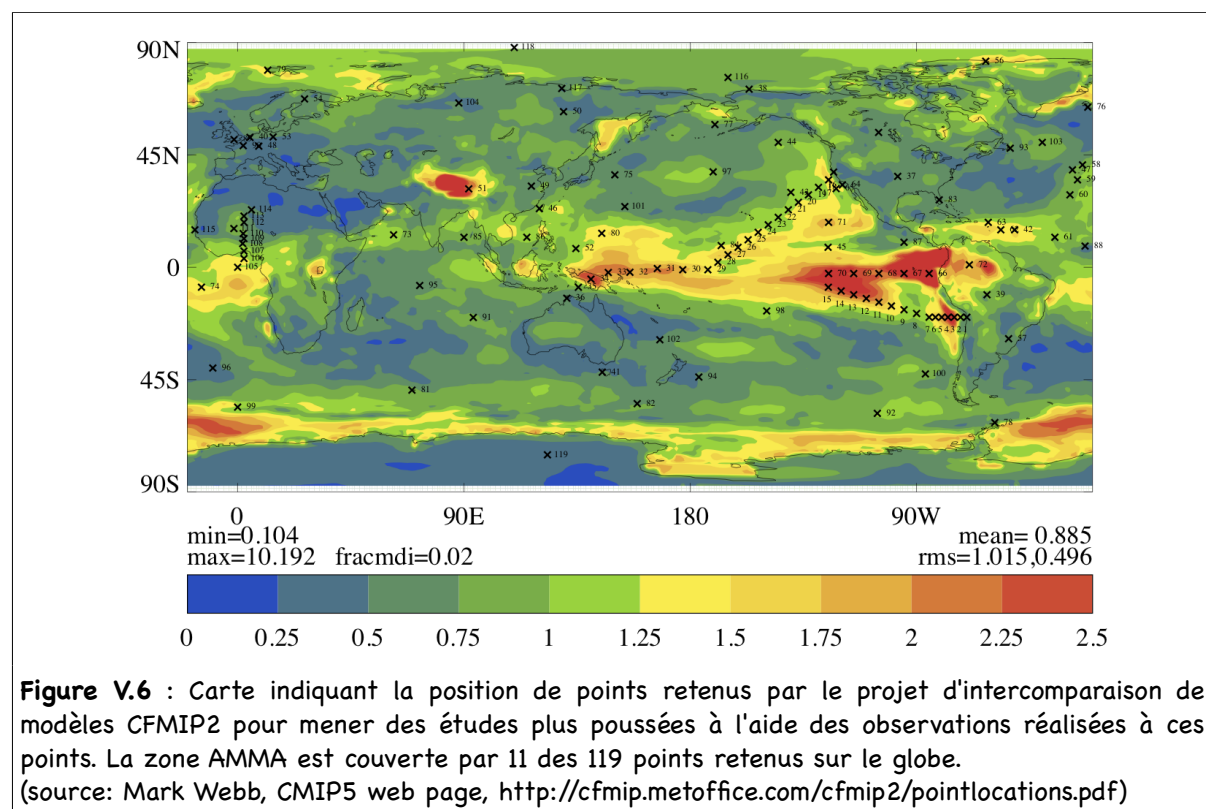


**Figure V.5 :** Comparaison locale en zone Sahélienne de séries temporelles sur une année du cumul de pluie (à gauche) et du rayonnement net observé et simulé par 7 modèles de grande échelle du projet AMMA-MIP, en moyenne glissante sur 30 jours. Une partie des différences entre champs de précipitation s'explique par un décalage en latitude de l'ITCZ.

(Source: Abdoul Khadre Traoré, travaux de thèse)



Les simulations climatiques de l'AR5 sont en train d'être réalisées et seront disponibles dès 2011 pour certaines (au sein du groupe EUCLIPSE). Dans le cadre du projet CFMIP, un ensemble très complet de diagnostics est actuellement préparé par chacun des participants. Je pense ici en particulier à la dizaine de points dessinant un transect méridien sur l'Afrique de l'Ouest (Fig. V.6), depuis le golfe de Guinée jusqu'au Sahara en passant par les sites de mesures AMMA-Catch, BSRN et ARM. Des informations sur les processus simulés seront fournis pour tous ces points à une échelle temporelle de l'ordre de l'heure pour certains champs. Il sera alors possible (i) de réaliser des évaluations d'un nouveau type, plus physiques, des performances de ces modèles, en s'appuyant notamment sur les diagnostics développés en a/ et b/ et (ii) de proposer des pistes d'amélioration argumentées. Ce dernier point bénéficiera aussi, très certainement, des résultats issus des perspectives développées en V.2.



### 3) Quelques perspectives sur la modélisation

J'ai précédemment discuté les développements futurs importants à envisager pour ce type de modélisation haute résolution, notamment le couplage avec la surface et la prise en compte explicite des processus radiatifs. Je n'y reviens pas en détails ci-dessous et renvoie aux sections II.3(iv), II.3(v) et III.3(v) pour plus d'informations. On retiendra ici que les questions soulevées concernent le traitement des processus microphysiques, radiatifs et de surface ainsi que la formulation de leurs interactions mutuelles dans le cadre d'une modélisation de type LES - cf. II.3(iv) et III.3(v), en particulier sur continent - cf. II.3(v).

La modélisation haute-résolution est un volet de mon travail que je prévois de renforcer au cours des prochaines années. Je pense m'investir plus particulièrement sur les aspects **radiatifs** pour lesquels un couplage *explicite* avec l'atmosphère n'est généralement pas considéré. Les processus radiatifs sont alors souvent introduits via leur implication dans le bilan énergétique à la surface (Patton et al. 2005, Beare et al. 2006). Cependant, les simulations LES récentes d'une couche limite convective se développant au dessus d'une surface hétérogène présentées par Huang et Margulis (2010) suggèrent tout l'intérêt d'intégrer explicitement ce processus. Cuxart et Jimenez (2007)



soulignent également son importance dans les bilans associés à l'évolution d'une couche limite nocturne simulée par LES, j'ai fait le même constat pour ce qui concerne l'évolution diurne des couches limites convectives, même en conditions de ciel clair. Finalement, **il me paraît indispensable de considérer plus systématiquement les processus radiatifs** dès lors qu'on aborde la modélisation haute-résolution de **phénomènes de méso-échelle ancrés dans le cycle diurne** et impliquants de fortes interactions entre processus à ces échelles; e.g. les développements *diurnes* de nuages de couche limite et les couches limites fortement chargées en aérosols (cf. aussi II.3(v)). C'est aussi un sujet qui s'inscrit dans une cohérence avec mes travaux antérieurs de modélisation et thématiques.

D'un point de vue méthodologique, les fonctionnalités particulières du modèle Més-NH devraient s'avérer encore très utiles dans les années à venir. Elles permettent en effet de réaliser simplement et de manière robuste des simulations d'une situation donnée dans des configurations uni-dimensionnelles paramétrées et tri-dimensionnelles explicites, et fournissent de nombreux diagnostics élaborés tels les bilans d'eau et d'énergie. Les simulations envisagées seront pour une partie directement définies à partir d'observations, et pour une autre partie de nature plus académique. Pour ces deux types de simulations, il s'agira aussi de disposer de simulations couplant processus atmosphériques et de surface, ce qui nécessitera très certainement quelques étapes d'adaptations, de développement et de validation (cf. II.3(iv)).

Pour les premières, je pense en particulier à des simulations du type de celles réalisées directement à partir d'observations (Lothon et al. 2010, Couvreux et al. 2009, Guichard et al. 2010p,q) pour analyser la convection en zone semi-aride. J'envisage également la réalisation simulations à partir d'observations collectées sur le site du Gourma au Mali et fournissant une bonne documentation de la surface à méso-échelle. Les simulations proposées en V.1 pour aborder les questions de représentation de l'initiation diurne de la convection par les modèles paramétrés sont d'un type plus hybride mais rentrent néanmoins dans cette catégorie.

La modélisation numérique est un outil idéal pour tester un certain nombre d'hypothèses, notamment concernant les mécanismes conduisant à l'initiation de convection et les transitions de régimes qu'elle met en jeu, en particulier le passage de la convection peu profonde à profonde. Le champ de vapeur d'eau de couche limite joue-t-il un rôle majeur ou bien la dynamique des circulations de méso-échelle dominant-t-elles ces phases de transition? La réponse à cette question est-elle unique où fait-elle intervenir des considérations de régime (aride versus humide)?

Dans un second temps, il serait certainement utile d'analyser les mécanismes mis en jeu dans la propagation et la dissipation des systèmes convectifs: quel rôle des courants de densité, des hétérogénéités de surface? Au Sahel par exemple, on observe fréquemment une dissipation des systèmes convectifs vers midi via des mécanismes qui restent à identifier.

Pour les secondes simulations, de nature plus académiques, je pense à des simulations simplifiées de cycle diurne, s'appuyant sur les travaux et résultats de la thèse d'Amanda Gounou, dans l'esprit les travaux de Betts et Jakob (2002b). Ces simulations offriraient en outre une connexion intéressante avec l'approche de modélisation académique, bi-dimensionnelle, du système de mousson développée par Peyrillé et al. (2007) toujours avec Meso-NH.

Ceci permettrait d'aborder la question de la **sensibilité du système de mousson au cycle diurne** modélisé, notamment la sensibilité du flux de mousson (son intensité, son épaisseur), la sensibilité des positions de l'ITD et de l'ITCZ, de l'intensité des pluies... et d'étudier **comment intervient l'eau atmosphérique dans cette sensibilité**, via les propriétés radiatives de la vapeur d'eau, les processus nuageux ou encore convectifs, de **déterminer son rôle sur le diurnal temperature range (DTR)**. Ces questions rejoignent celles présentées en V.2 sur la **sensibilité climatique**, en particulier dans le cadre des évolutions climatiques actuelles susceptibles de faire évoluer distinctement humidité relative et humidité spécifique, soit deux variables associées différemment aux processus nuageux et précipitants.

## VI. REFERENCES

- Agustí-Panareda, A. A. Beljaars, M. Ahlgrimm, G. Balsamo, O. Bock, R. Forbes, A. Ghelli, F. Guichard, M. Köhler, R. Meynadier and J.-J. Morcrette, 2010: The ECMWF re-analysis for the AMMA observational campaign. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **136**, 1457–1472
- Agustí-Panareda, A., D. Vasiljevic, A. Beljaars, O. Bock, F. Guichard, M. Nuret, A. Garcia Mendez, E. Andersson, P. Bechtold, A. Fink, H. Hersbach, J.-P. Lafore, J.-B. Ngamini, D. J. Parker, J.-L. Redelsperger and A. Tompkins, 2009: Radiosonde humidity bias correction over the West African region for the special AMMA reanalysis at ECMWF. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **135**, 595–617
- Allan, R. P., K. P. Shine, A. Slingo A, et al., 1999: The dependence of clear-sky outgoing long-wave radiation on surface temperature and relative humidity. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **125**, 2103–2126
- Anthes, R. A., 1978: The height of the planetary boundary layer and the production of circulation in a sea breeze model. *J. Atmos. Sci.*, **35**, 1231–1239
- Anthes, R. A., 1984: enhancement of convective precipitation by mesoscale variations in vegetative covering in semiarid regions. *J. Climate and Applied Meteorology*, **23**, 541–554.
- 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
- Bain, C. L., D. J. Parker, C. M. Taylor, L. Kergoat, and F. Guichard, 2010: Observations of the nocturnal boundary layer associated with the West African Monsoon, *Mon. Wea. Rev.*, **138**, 3142–3156
- Barnes, G. M., and K. Sieckman, 1984: The environment of fast-moving and slow-moving tropical mesoscale convective cloud lines. *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 1782–1794
- Baup, F., E. Mougin, P. de Rosnay, F. Timouk, I. Chênerie, 2007: Surface soil moisture estimation over the AMMA Sahelian site in Mali using ENVISAT/ASAR data. *Remote Sensing of Environment*, **109**, 473–481
- Beare, R. J., M. K. MacVean, A. A. M. Holtslag, J. Cuxart, I. Esau, J. C. Golaz, M. A. Jimenez, M. Khairoutdinov, B. Kosovic, D. Lewellen, T. S. Lund, J. K. Lundquist, A. McCabe, A. F. Moene, Y. Noh, S. Raasch, and P. Sullivan, 2006, An intercomparison of large-eddy simulations of the stable boundary layer. *Boundary-Layer Meteorol.*, **118**, 247–272
- Bechtold, P., J.-P. Chaboureaud, A. Beljaars, A. K. Betts, M. Köhler, M. Miller, and J.-L. Redelsperger, 2004: The simulation of the diurnal cycle of convective precipitation over land in a global model. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **130**, 3119–3137
- Bechtold, P., E. Bazile, F. Guichard, P. Mascart, and E. Richard, 2001: A mass flux convection scheme for regional and global models, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **127**, 869–886
- Bechtold, P., J.-L. Redelsperger, I. Beau, M. Blackburn, S. Brinkop, J.-Y. Grandpeix, A. Grant, D. Gregory, F. Guichard, C. Hoff, and E. Ioannidou, 2000: A GCSS model intercomparison for a tropical squall line observed during TOGA-COARE. Part II: Intercomparison of SCMs with CRM. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **126**, 865–888
- Bechtold, P., Köhler, M., Jung, T., Doblas-Reyes, F., Leutbecher, M., Rodwell, M. J., Vitart, F. and Balsamo, G., 2008: Advances in simulating atmospheric variability with the ECMWF model: From synoptic to decadal time-scales. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **134**, 1337–1351.
- Benedetti, A., and M. Janiskova, 2008: Assimilation of MODIS cloud optical depths in the ECMWF model. *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 727–746
- Bergman, J. W., and M. L. Salby, 1996: Diurnal variations of cloud cover and their relationship to climatological conditions. *J. Climate*, **9**, 2802–2820
- Berry, G. J., and C. Thorncroft, 2005: Case study of an intense African easterly wave. *Mon. Wea. Rev.*, **133**, 752–766

## VI. REFERENCES

- Betts, A. K., and C. Jakob, 2002b: Study of diurnal cycle of convective precipitation over Amazonia using a single column model. *J. Geophys. Res.*, **107D**, 4732
- Betts, A. K., 1997: The parameterization of deep convection. In: Smith, R.K. (Ed.), *The Physics and Parameterization of Moist Atmospheric Convection*, NATO ASI Ser. C, vol. 505. Kluwer Acad., Norwell, MA, pp. 255–279. 498 pp.
- Betts, A. K., 2004: Understanding hydrometeorology using global models. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **85**, 1673–1688.
- Betts, A. K., and C. Jakob, 2002a: Evaluation of the diurnal cycle of precipitation, surface thermodynamics and surface fluxes in the ECMWF model using LBA data. *J. Geophys. Res.*, **107D**, 8045
- Betts, A. K., and J. H. Ball, 1998: FIFE surface climate and site-average dataset 1987–89. *J. Atmos. Sci.*, **55**, 1091–1108.
- Betts, A. K., Miller M. J., 1986: A new convective adjustment scheme .2. single column tests using GATE, WAVE, BOMEX, ATEX and arctic air-mass data sets. *Quart. J. Roy. Meteor.*, **112**, 693–709
- Betts, A. K., 2006: Radiative scaling of the nocturnal boundary layer and the diurnal temperature range. *J. Geophys. Res.*, **111**, D07105
- Biasutti, M., and A. H. Sobel, 2009: Delayed Sahel rainfall and global seasonal cycle in a warmer climate. *Geophys. Res. Lett.*, **36**, L23707
- Bock, O., M.N. Bouin, A. Walpersdorf, J.-P. Lafore, S. Janicot, F. Guichard, and A. Agusti-Panareda, 2007: Comparison of ground-based GPS precipitable water vapour to independent observations and NWP model reanalyses over Africa. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **133**, 2011–2027
- Bock, O., M.N. Bouin, E. Doerflinger, P. Collard, F. Masson, R. Meynadier, S. Nahmani, M. Koité, K. Gaptia Lawan Balawan, F. Didé, D. Ouedraogo, S. Pokperlaar, J.-B. Ngamini, J.P. Lafore, S. Janicot, F. Guichard, and M. Nuret, 2008: The West African Monsoon observed with ground-based GPS receivers during AMMA, *J. Geophys. Res.*, **113**, D21105
- Bock, O., C. Keil, E. Richard, C. Flammant, and M.-N. Bouin, 2005: Validations of precipitable water from ECMWF model analyses with GPS data during the MAP IOP, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **131**, B812.
- Bock, O., F. Guichard, A. Agusti-Panareda, A. Beljaars, A. Boone, R. Meynadier, M. Nuret, J.-L. Redelsperger and P. Roucou, 2010: The large-scale water cycle of the West African Monsoon. *Atmos. Sci. Lett.*, doi: 10.1002/asl.288
- Bock, O., F. Guichard, S. Janicot, J.-P. Lafore, M.-N. Bouin, and B. Sultan, 2007a: Multiscale analysis of precipitable water vapor over Africa from GPS data and ECMWF analyses. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L09705
- 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.
- Boone, A., P. de Rosnay, G. Balsamo, A. Beljaars, F. Chopin, B. Decharme, C. Delire, A. Ducharne, S. Gascoin, F. Guichard, Y. Gusev, P. Harris, L. Jarlan, L. Kergoat, E. Mougin, O. Nasonova, A. Norgaard, T. Orgeval, C. Ottlé, I. Pocard-Leclercq, J. Polcher, I. Sandholt, S. Saux-Picart, C. Taylor and Y. Xue, 2009 : The AMMA Land Surface Model Intercomparison Project (ALMIP), *Bull. Atmos. Meteor. Soc.*, **90**, 1865–1880
- Bouniol, D., A. Protat, J. Delanoë, J. Pelon, J.-M. Piriou, F. Bouyssel, A.M. Tompkins, D.R. Wilson, Y. Morille, M. Haeffelin, E.J. O'Connor, R.J. Hogan, A.J. Illingworth, D.P. Donovan, H.-K. Baltink, 2010: Using continuous ground-based Radar and Lidar measurements for evaluating the representation of clouds in four operational models, *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **49**, 1971–1991
- Bouniol, D., L. Besson, Y. Lemaitre, and A. Protat, 2009 : Deliverable AMMA-EU D1.2.1.c: Production of MANDOPAS analyses using the SOP observations.

## VI. REFERENCES

- Bretherton, C. S., J.R. McCaa and H. Grenier, 2004: A new parameterization for shallow cumulus convection and its application to marine subtropical cloud-topped boundary layers. Part I: Description and 1D results. *Mon. Wea. Rev.* **132**, 864-882
- Browning, K., GEWEX Cloud System Science Team, 1993: The GEWEX cloud system study (GCSS). *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **74**, 387-399
- Brubaker, K. L., D. Entekhabi, and P. S. Eagleson, 1993: Estimation of continental precipitation recycling. *J. Climate*, **6**, 1077-1089
- Bryan, G. H., J. C. Wyngaard and J. M. Fritsch, 2003: Resolution requirements for the simulation of deep moist convection. *Mon. Wea. Rev.*, **131**, 2394-2416
- Bunker, A. F., B. Haurwitz, J. S. Malkus, and H. Stommel, 1949: Vertical distribution of temperature and humidity over the Caribbean Sea. *Papers Phys. Oceanog. Meteor. Mass. Inst. Technol. and Woods Hole Oceanog. Inst.*, Vol. 11, No. 1.
- Cadet, D. L., and N. O. Nnoli, 1987: Water-vapor transport over Africa and the atlantic-ocean during summer 1979, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **113**, 581-602
- Caminade C., and L. Terray, 2006: Influence of increased greenhouse gases and sulphate aerosols concentration upon diurnal temperature range over Africa at the end of the 20th century. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L15703
- Caniaux, G., J.-L. Redelsperger and J.-P. Lafore, 1994: A numerical study of the stratiform region of a fast-moving squall line .1. general description and water and heat budgets. *J. Atmos. Sci.*, **51**, 2046-2074
- Cess, R. D., et al., 1990: Intercomparison and interpretation of climate feedback processes in 19 Atmospheric General Circulation Models. *J. Geophys. Res.*, **95D**, 16601-16615
- Chaboureaud, J.-P., J.-P. Cammas, P. J. Mascart, J.-P. Pinty, and J.-P. Lafore, 2002: Mesoscale model cloud scheme assessment using satellite observations. *J. Geophys. Res.*, **107**(D16), 4301, doi:10.1029/2001JD000714
- Chaboureaud, J.-P., F. Guichard, J.-L. Redelsperger and J.-P. Lafore, 2004: Role of stability and moisture on the development of convection. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **130**, 3105-3117
- Charney, J. G., 1975: Dynamics of deserts and drought in the Sahel. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **101**, 193-202
- Chen, S. H., Z. Zhao, J. S. Haase, et al., 2008: A study of the characteristics and assimilation of retrieved MODIS total precipitable water data in severe weather simulations. *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 3608-3628
- Childs, P. P., A. L. Qureshi, S. Raman, K. Alapaty, R. Ellis, R. Boyles, D. Niyogi, 2006: Simulation of convective initiation during IHOP\_2002 using the flux-adjusting surface data assimilation system (FASDAS). *Mon. Wea. Rev.*, **134**, 134-148
- Chong, M., D. Hauser, 1989, A Tropical Squall Line Observed during the COPT 81 Experiment in West Africa. Part II: Water Budget. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 728-744
- Chong, M., D. Hauser, 1990: A Tropical Squall Line Observed during the COPT 81 Experiment in West Africa. Part III: Heat and Moisture Budgets. *Mon. Wea. Rev.*, **118**, 1696-1706
- Chong, M., P. Amayenc, G. Scialom and J. Testud, 1987: A tropical squall line observed during the COPT 81 experiment in West Africa. Part 1: Kinematic structure inferred from dual-Doppler radar data. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 670-694
- Chou, C., and Neelin J. D., 2003, Mechanisms limiting the northward extent of the northern summer monsoons over North America, Asia, and Africa. *J. Climate* **16**, 406-425
- Ciesielski, P. E., L. M. Hartten, and R. H. Johnson, 1997: Impacts of merging profiler and rawinsonde winds on TOGA COARE analyses. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **14**, 1264-1279
- Ciesielski, P. E., R. H. Johnson, and J. Wang, 2009: Correction of Humidity Biases in Vaisala RS80-H Sondes during NAME. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **26**, 1763-1780.

## VI. REFERENCES

- Ciesielski, P. E., R. H. Johnson, P. T. Haertel, et al., 2003: Corrected TOGA COARE sounding humidity data: Impact on diagnosed properties of convection and climate over the warm pool. *J. Climate*, **16**, 2370-2384
- Cook, K. H., 1999: Generation of the African easterly jet and its role in determining West African precipitation. *J. Climate*, **12**, 1165-1184
- Cook, K. H., and E. K. Vizy, 2006: Coupled Model Simulations of the West African Monsoon System: Twentieth- and Twenty-First-Century Simulations. *J. Climate*, **19**, 3681-3703
- Cornforth, R. J., B. J. Hoskins, C.D. Thorncroft, 2009: The impact of moist processes on the African Easterly Jet-African Easterly Wave system, *Quart. J. Roy. Meteor.*, **135**, 894-913
- Courel, M. F., R. S. Kandel, and S. I. Rasool, 1984: Surface albedo and the Sahel drought. *Nature*, **307**, 528-531
- Couvreur, F., 2002: Sensibilité à la résolution des flux turbulents modélisés dans la couche limite convective. *stage de master*.
- Couvreur, F., 2005: Variabilité de la vapeur d'eau de la couche limite convective continentale. *Thèse de doctorat, Université Paul Sabatier - Toulouse III*.
- Couvreur, 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, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **131**, 2665-2693
- Couvreur, F., F. Guichard, J.-L. Redelsperger, and V. Masson, 2007: Negative water vapour skewness and dry tongues in the convective boundary layer: observations and LES budget analysis. *Boundary-Layer Meteorol.*, **23**, 269-294
- Couvreur, F., F. Guichard, P. Austin and F. Chen, 2009 : Nature of the mesoscale boundary-layer height and water-vapor variability observed the 14 June 2002 during the IHOP 2002 campaign, *Mon. Wea. Rev.*, **137**, 414-432
- Couvreur, F., F. Guichard, O. Bock, B. Campistron, J.-P. Lafore and J.-L. Redelsperger, 2010 : Synoptic variability of the monsoon flux over West Africa prior to the onset, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **136**, 159-173
- Couvreur, F., F. Hourdin, and C. Rio, 2010: Resolved versus parametrized boundary-layer plumes. Part I: A parametrization-oriented conditional sampling in large-eddy simulations. *Bound.-Lay. Meteorol.*, **134**, 441-458
- Crook, N. A., 1996: Sensitivity of Moist Convection Forced by Boundary Layer Processes to Low-Level Thermodynamic Fields. *Mon. Wea. Rev.*, **124**, 1767-1785
- Crum, T. D., and R. B. Stull, 1987: Field measurements of the amount of surface layer air versus height in the entrainment zone. *J. Atmos. Sci.*, **44**, 2743-2753
- Cuesta, J., et al., 2008: Multiplatform observations of the seasonal evolution of the Saharan atmospheric boundary layer in Tamanrasset, Algeria, in the framework of the African Monsoon Multidisciplinary Analysis field campaign conducted in 2006. *J. Geophys. Res.*, **113**, D00C07, doi:10.1029/2007JD009417
- Cuxart, J., and M. A. Jimenez, 2007 : Mixing processes in a nocturnal low-level jet: An LES study. *J. Atmos. Sci.*, **64**, 1666-1679
- Dai, A., 2001: Global precipitation and thunderstorm frequencies. Part II: Diurnal variations. *J. Climate*, **14**, 1112-1128
- Dai, A., K. E. Trenberth, and T. R. Karl, 1999: Effects of clouds, soil moisture, precipitation, and water vapor on diurnal temperature range. *J. Climate*, **12**, 2451-2473
- 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
- Deardorff, J. W., 1980: Stratocumulus-capped mixed layer derived from a three-dimensional model. *Bound.-Layer Meteorol.*, **18**, 495-527.

## VI. REFERENCES

- Del Genio, A. D., and J. B. Wu, 2010: The Role of Entrainment in the Diurnal Cycle of Continental Convection. *J. Climate*, **23**, 2722–2738
- Del Genio, A. D., M.-S. Yao, and J. Jonas, 2007: Will moist convection be stronger in a warmer climate? *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L16 703
- Delworth, T. L., and Coauthors, 2006: GFDL's CM2 global coupled climate models. Part I: Formulation and simulation characteristics. *J. Climate*, **19**, 643–674
- Diongue, A, J.-P. Lafore, J.-L Redelsperger and R. Roca, 2002: Numerical study of a Sahelian synoptic weather system: Initiation and mature stages of convection and its interactions with the large-scale dynamics. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **128**, 1899–1927
- Donner, L. J., and V. T. J. Phillips, 2003: Boundary layer control on convective available potential energy: Implications for cumulus parameterization. *J. Geophys. Res.*, **108D**, 4701
- Donner, L. J., C.J. Seman, and R.S. Hemler, 1999: Three-Dimensional Cloud-System Modeling of GATE Convection. *J. Atmos. Sci.*, **56**, 1885–1912
- Drusch, M., and P. Viterbo, 2007: Assimilation of Screen-Level Variables in ECMWF's Integrated Forecast System: A Study on the Impact on the Forecast Quality and Analyzed Soil Moisture. *Mon. Wea. Rev.*, **135**, 300–314
- Durand, P., F. Thoumieux, and D. Lambert, 2000: Turbulent length-scales in the marine atmospheric mixed layer. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **126**, 1889–1912
- Easterling, D. R., and Coauthors, 1997: Maximum and minimum temperature trends for the globe. *Science*, **277**, 364–367
- Ek, M. B., and A. A. M. Holtslag, 2004: Influence of soil moisture on boundary layer cloud development. *J. Hydrometeor.*, **5**, 86–99
- Ek, M., and L. Mahrt, 1994: Daytime evolution of relative humidity at the boundary layer top. *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 2709–2721
- Eltahir, E. A. B., 1998: A soil moisture–rainfall feedback mechanism, 1, Theory and observations. *Water Resour. Res.*, **34**, 765–776
- Eltahir, E. A. B., and C. Gong, 1996: Dynamics of wet and dry years in West Africa. *J. Climate*, **9**, 1030–1042
- Emanuel, K. A. and M. Zivkovic-Rothman, 1999: Development and evaluation of a convection scheme for use in climate models. *J. Atmos. Sci.*, **56**, 1766–1782
- Emanuel, K. A., 1993: The Representation of Cumulus Convection in Numerical Models. (Editor, with D.J. Raymond) Meteor. Mono. 24, No. 46, Amer. Meteor. Soc., Boston, 246 pp.
- Emanuel, K. A., 1994: Atmospheric Convection. Oxford University Press, New York, 580 pp.
- Emori, S, 1998: The interaction of cumulus convection with soil moisture distribution: An idealized simulation. *J. Geophys. Res.*, **103D**, 8873–8884
- Esbensen, S. K., and M. J. McPhaden, 1996: Enhancement of tropical ocean evaporation and sensible heat flux by atmospheric mesoscale systems. *J. Clim.*, **9**, 2307–2325.
- Estoque, M. A., 1961: A theoretical investigation of the sea breeze. *Quart. J. Roy. Meteor.*, **87**, 136–146
- Fierro, A. O., J. Simpson, M. A. LeMone, J. M. Straka and B. F. Smull, 2009: On How Hot Towers Fuel the Hadley Cell: An Observational and Modeling Study of Line-Organized Convection in the Equatorial Trough from TOGA COARE. *J. Atmos. Sci.*, **66**, 2730–2746
- Findell, K. L., and E. A. B. Eltahir, 2003: Atmospheric controls on soil moisture-boundary layer interactions. Part II: Feedbacks within the continental United States, *J. Hydromet.*, **4**, 570–583
- Fink, A. H., and A. Reiner A, 2003: Spatiotemporal variability of the relation between African Easterly Waves and West African Squall Lines in 1998 and 1999 , *J. Geophys. Res.*, **108** , D11 , 4332

## VI. REFERENCES

- Flamant, C., F. Guichard, J. van Baelen, O. Bock, Couvreur, D. Parsons, T. Weckwerth, J. Pelon, P. Drobinski, K. Lhomme, M. Guenno, and E. Doerflinger, 2003: La campagne IHOP, ou comment mieux connaître et comprendre les causes de la variabilité spatio-temporelle (4-D) de la vapeur d'eau dans la couche limite atmosphérique ainsi que son rôle et ses implications pour le déclenchement de la convection, *La Météorologie*, **43**, 38-47
- Folkens, I., S. Fueglistaler, G. Lesins, and T. Mitovski, 2008: A Low-Level Circulation in the Tropics. *J. Atmos. Sci.*, **65**, 1019-1034, 2008
- Folland, C. K., T. N. Palmer, and D. E. Parker, 1986: Sahel rainfall and worldwide sea temperature 1901-1985. *Nature*, **320**, 602-607
- Fontaine, B., P. Roucou, and S. Trzaska, 2003, Atmospheric water cycle and moisture fluxes in the West African monsoon: mean annual cycles and relationship using NCEP/NCAR reanalysis. *Geophys. Res. Let.*, **30**, 1117
- Frappart, F., P. Hiernaux, F. Guichard, E. Mougin, L. Kergoat, M. Arjounin, F. Lavenu, M. Koité, J.-E. Paturel and T. Lebel, 2009: Rainfall regime over the Sahelian climate gradient in the Gourma, Mali, *J. Hydrol*, **375**, 128-142
- Freedman, J. M., and D R. Fitzjarrald, 2001: Postfrontal airmass modification. *J. Hydromet.*, **2**, 419–437
- Frierson, D. M. W., I. M. Held and P. Zurita-Gotor, 2006: A gray-radiation aquaplanet moist GCM. Part I: Static stability and eddy scale. *J. Atmos. Sci.*, **63**, 2548–2566
- Gamache, J. F. and R. A. Houze, Jr., 1983: Water budget of a mesoscale convective system in the Tropics. *J. Atmos. Sci.*, **40**, 1835-1850
- Garratt J. R., 1993: Sensitivity of climate simulations to land-surface and atmospheric boundary-layer treatments - a review. *J. Climate*, **6**, 419-449
- Garratt, J. R., 1992: The Atmospheric Boundary Layer. Cambridge University Press, 316 pp.
- Garstang, M., and Fitzjarrald, D. R., 1999 : Observations of surface to atmospheric interactions in the Tropics. Oxford University Press, 405 pp
- Giannini A., R. Saravanan R, and P. Chang P, 2003: Oceanic forcing of Sahel rainfall on interannual to interdecadal time scales . *Science*, **302**, 1027-1030
- Giannini, A, M. Biasutti and M.M. Verstraete, 2008: A climate model-based review of drought in the Sahel: Desertification, the re-greening and climate change. *Global and Planetary Change*, **64**, 119-128
- Godfrey, J. S., and A. C. M. Beljaars, 1991: On the turbulent fluxes of buoyancy, heat and moisture at the air–sea interface at low wind speeds. *J. Geophys. Res.*, **96**, 22 043–22 048
- Gong, C. L., and E. A. B. Eltahir, 1996: Sources of moisture for rainfall in west Africa. *Water Resour. Res.*, **32**, 3115-3121
- Gounou, A., Guichard, F., Couvreur, F., Taylor, C., Harris, P. P. & Ellis, R. J. 2009. A satellite-based study on the links between soil moisture and initiation of convection. *Third International AMMA Conference*, July 20—24, Ouagadougou, Burkina Faso.
- Gounou, A., Couvreur, F., Guichard, F., Boone, and A., Koehler, M., 2009: Observation and Modelling of Continental Diurnal Cycles in West Africa. *9th European Conference on Applications of Meteorology (ECAM)*, 28 September – 2 October 2009, Toulouse, France
- Goutorbe, J.-P., T. Lebel, A. J. Dolman et al., 1997: An overview of HAPEX-Sahel: A study in climate and desertification. *J. Hydrol.*, **189**, 4-17
- Grabowski, W. W. 2001: Coupling cloud processes with the large-scale dynamics using the Cloud-Resolving Convection Parameterization (CRCP). *J. Atmos. Sci.* **58**, 978–997
- Grabowski, W. W., and P. K. Smolarkiewicz. 1999. CRCP: A Cloud Resolving Convection Parameterization for modeling the tropical convecting atmosphere. *Physica D*, **133**, 171–178



## VI. REFERENCES

- Grabowski, W. W., X. Wu, and M. W. Moncrieff. 1996. Cloud resolving modeling of tropical cloud systems during Phase III of GATE. Part I: Two-dimensional experiments. *J. Atmos. Sci.* **53**, 3684–3709
- Grabowski, W. W., X. Wu, M. W. Moncrieff, and W. D. Hall, 1998: Cloud-Resolving Modeling of Cloud Systems during Phase III of GATE. Part II: Effects of Resolution and the Third Spatial Dimension. *J. Atmos. Sci.*, **55**, 3264–3282
- Grandpeix, J.-Y., J.-P. Lafore, 2010: a density current parameterization coupled with Emanuel's convection scheme. Part I: the models. *J. Atmos. Sci.*, **67**, 881–897
- Grant, A. L. M., 2001: Cloud-base fluxes in the cumulus-capped boundary layer. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **127**, 407–421
- Gregory D., and M. J. Miller, 1989: A numerical study of the parametrization of deep tropical convection. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **115**, 1209–1241
- Gregory, D., and F. Guichard, 2002: Aspects of the parametrization of organized convection: contrasting cloud resolving model and single column realizations, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **128**, 625–646
- Gregory, D., R. Kershaw, and P. M. Inness, 1997: Parametrisation of momentum transport by convection II: tests in single column and general circulation models. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **123**, 1153–1183
- Grell, G. A., 1993: Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parameterizations. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 764–787
- Grist, J. P., and S. E. Nicholson, 2001: A study of the dynamic factors influencing the rainfall variability in the West African Sahel. *J. Climate*, **14**, 1337–1359
- Guichard, F., 2009: What can we learn from AMMA about physical processes and models? in ECMWF annual seminar, Parametrization of subgrid physical processes, 1 - 4 September 2008, Reading, UK.
- Guichard, F., D. Parsons and E. Miller, 2000: Thermodynamical and radiative impact of the correction of sounding humidity bias in the Tropics. *J. Climate*, **13**, 3611–3624
- Guichard, F., D. Parsons and J. Dudhia, 2000: COARE simulations with the mesoscale model MM5: various sensitivities to physical parameterizations. *24th Conference on Hurricanes and Tropical Meteorology*, 29 May–2 June 2000, Fort Lauderdale, USA, pp. 344–345
- Guichard, F., D. Parsons, J. Dudhia and J. Bresh, 2003: Evaluating mesoscale model predictions and parameterisations against SGP ARM data on a seasonal time scale. *Mon. Wea. Rev.*, **131**, 926–944
- Guichard, F., F. Couvreux, M. Nuret and A. Agusti-Panareda, 2008: Roles of low-level thermodynamics on surface–convection interactions over West-Africa. *European Geosciences Union General Assembly 2008*, Vienna, Austria, 13–18 April 2008
- Guichard, F., J. C. Petch, J.-L. Redelsperger, P. Bechtold, J.-P. Chaboureaud, S. Cheinet, W. Grabowski, H. Grenier, C. J. Jones, M. Koehler, J.-M. Piriou, R. Tailleux and M. Tomasini, 2004: Modelling the diurnal cycle of deep precipitating convection over land with CRMs and SCMs. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **130**, 3139–3172
- Guichard, F., J.-L. Redelsperger and J.-P. Lafore, 1996: The behaviour of a cloud ensemble in response to external forcings. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **122**, 1043–1073
- Guichard, F., J.-L. Redelsperger and J.-P. Lafore, 2000: Cloud-resolving simulation of convective activity during TOGA-COARE: Sensitivity to external sources of uncertainties, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **126**, 3067–3096
- Guichard, F., J.-P. Lafore and J.-L. Redelsperger, 1997: Thermodynamical impact and internal structure of a tropical convective cloud system. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **123**, 2297–2324
- Guichard, F., J.-P. Lafore, J.-L. Redelsperger and P. Jabouille, 1996: Impact thermodynamique d'un ensemble de nuages simulé explicitement. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences IIa*, **323**, 17–24

## VI. REFERENCES

- Guichard, F., L. Kergoat, E. Mougin, F. Timouk, F. Baup, P. Hiernaux and F. Lavenu, 2009: Surface thermodynamics and radiative budget in the Sahelian Gourma: seasonal and diurnal cycles. *J. Hydrol.*, **375**, 161-177
- Guichard, F., N. Asencio, C. Peugeot, O. Bock, J.-L. Redelsperger, X. Cui, M. Garvert, B. Lamptey, E. Orlandi, J. Sander, F. Fierli, M. A. Gaertner, S. Jones, J.-P. Lafore, A. Morse, M. Nuret, A. Boone, G. Balsamo, P. de Rosnay, B. Decharme, P. P. Harris and J.-C. Bergès, 2010: An intercomparison of simulated rainfall and evapotranspiration associated with a mesoscale convective system over West Africa. *Wea. Forecasting*, **25**, 37-60
- Guichard, F., F. Couvreux and A. Gounou, 2010p: The impacts of contrasting atmospheric thermodynamics on surface-convection interactions across West-Africa. AMMA-EU deliverable D.2.1.A.e, 25 pages.
- Guichard, F., F. Couvreux, C. Rio, D. Bouniol, A. Gounou, B. Campistron, M. Chong and M. Lothon, 2010q: The 10 July 2006 case-study : data analysis, modelling set up and LES results, AMMA-EU deliverable D.2.1.A.k, 28 pages.
- Guichard, F., F. Couvreux and C. Rio, 2010r: The 10 July 2006 case-study : Large-scale and single column modeling, AMMA-EU deliverable D.2.1.A.l, 20 pages.
- Guichard, F., A. Gounou, F. Couvreux, C. Rio, 2010s: Results from analysis/simulation of SOP 2006 events: diurnal cycle, AMMA-EU deliverable D.1.2.2.1.d, 28 pages.
- Guichard, F., F. Couvreux, M. Nuret and A. Agusti-Panareda, 2008p: Roles of low-level thermodynamics on surface-convection interactions over West-Africa. *European Geosciences Union General Assembly 2008*, Vienna, Austria, 13-18 April 2008.
- Guichard, F., Hoff, C., Redelsperger, J.-L. et Lafore, J.-P., 1997p: Budgets of cloud systems observed during TOGA-COARE. Preprints volume of the *22nd Conference on Hurricanes and Tropical Meteorology*, 19-23 mai 1997, Fort Collins, USA, pp. 168-169.
- Guichard, F., Parsons, D., et Dudhia, J., 2000p: COARE simulations with the mesoscale model MM5: various sensitivities to physical parameterizations. *24th Conference on Hurricanes and Tropical Meteorology*, 29 mai-2 juin 2000, Fort Lauderdale, USA, pp. 344-345.
- Hardy, K. R., and H. Ottersten, 1969: Radar investigations of convective patterns in the clear atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, **26**, 666-672
- Hastenrath, S., 1990: Decadal scale changes of the circulation in the tropical Atlantic sector associated with Sahel drought. *Int. J. Climatol.*, **20**, 459-472
- Hazeleger, W., C. Severijns, T. Semmler, S. Ștefănescu, S. Yang, X. Wang, K. Wyser, E. Dutra, J. M. Baldasano, R. Bintanja, P. Bougeault, R. Caballero, A. M. L. Ekman, J. H. Christensen, B. van den Hurk, P. Jimenez, C. Jones, P. Kållberg, T. Koenigk, R. McGrath, P. Miranda, T. van Noije, T. Palmer, J. A. Parodi, T. Schmith, F. Selten, T. Storelvmo, A. Sterl, H. Tapamo, M. Vancoppenolle, P. Viterbo, U. Willén, EC-Earth: A Seamless Earth System Prediction Approach in Action. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, in press
- Held, I. M., T. L. Delworth, J. Lu, K. L. Findell, and T. R. Knutson, 2005: Simulation of Sahel drought in the 20th and 21st centuries. *Proc. Nat. Acad. Sci.*, **102**, 17891-17896
- Held, I. M., R. S. Hemler, and V. Ramaswamy, 1993: Radiative-Convective Equilibrium with Explicit Two-Dimensional Moist Convection. *J. Atmos. Sci.*, **50**, 3909-3927
- Holland, J. Z., 1970: Preliminary Report on the BOMEX sea-air interaction program. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **51**, 809-820
- Hourdin, F., F. Couvreux, and L. Menut, 2002: Parameterization of the Dry Convective Boundary Layer Based on a Mass Flux Representation of thermals. *J. Atmos. Sci.*, **59**, 1105-1123
- Hourdin, F., I. Musat, F. Guichard, F. Favot, P. Marquet, A. Boone, J.-P. Lafore, J.-L. Redelsperger, P. Ruti, A. Dell'Aquila, T. Losada Doval, A. Khadre Traore, and H. Gallée, 2010: AMMA-Model Intercomparison Project, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **91**, 95-104
- Houze R. A. Jr., 2004: Mesoscale convective systems. *Rev. Geophys.*, **42**, RG4003

## VI. REFERENCES

- Houze, R. A. Jr., 1997: Stratiform precipitation in regions of convection: A meteorological paradox? *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **78**, 2179-2196
- Houze, R. A. Jr., and A. K. Betts, 1981: Convection in GATE. *Rev. Geophys.*, **19**, 541-576
- Houze, R. A., Jr., C.-P. Cheng, C. A. Leary, and J. F. Gamache, 1980: Diagnosis of cloud mass and heat fluxes from radar and synoptic data. *J. Atmos. Sci.*, **37**, 754-773.
- Hsieh, J. S., and Cook K. H., 2005: Generation of African easterly wave disturbances: Relationship to the African easterly jet. *Mon. Wea. Rev.*, **133**, 1311-1327
- Huang, H. Y., and S. A. Margulis, 2010, Evaluation of a fully coupled large-eddy simulation-land surface model and its diagnosis of land-atmosphere feedbacks. *Water Resour. Res.*, **46**, W06512
- Hulme, M., 1992: Rainfall changes in Africa: 1931-1960 to 1961-1990. *Int. J. Climatol.*, **12**, 685-699.
- Hulme, M., 2001: Climatic perspectives on Sahelian dessication: 1973-1998. *Global Environmental Change*, **11**, 19-29
- Huntington, T. G., 2006: Evidence for intensification of the global water cycle: Review and synthesis. *J. Hydrology*, **319**, 83-95
- Iga, S., H. Tomita, Y. Tsushima, and M. Satoh, 2007: Climatology of a nonhydrostatic global model with explicit cloud processes, *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L22814
- Igau, R. C., M. A. LeMone and D. Wei, 1999: Updraft and Downdraft Cores in TOGA COARE: Why So Many Buoyant Downdraft Cores?. *J. Atmos. Sci.*, **56**, 2232-2245
- Jabouille, P., J. L. Redelsperger, and J. P. Lafore, 1996: Modification of surface fluxes by atmospheric convection in the TOGA- COARE region. *Mon. Wea. Rev.*, **124**, 816-837
- Jakob, C., and A. Siebesma, 2003: A new subcloud model for mass- flux convection schemes: Influence on triggering, updraft properties and model climate. *Mon. Wea. Rev.*, **131**, 2765-2778
- Janicot, S., C. D. Thorncroft, A. Ali, N. Asencio, G. Berry, O. Bock, B. Bourles, G. Caniaux, F. Chauvin, A. Deme, L. Kergoat, J.-P. Lafore, C. Lavaysse, T. Lebel, B. Marticorena, F. Mounier, P. Nedelec, J.-L. Redelsperger, F. Ravegnani, C. E. Reeves, R. Roca, P. de Rosnay, H. Schlager, B. Sultan, M. Tomasini, A. Ulanovsky<sup>1</sup>, and ACMAD forecasters team, 2008: Large-scale overview of the summer monsoon over West Africa during the AMMA field experiment in 2006. *Ann. Geophys.*, **26**, 2569-2595
- Johnson, R. H., P. E. Ciesielski, T. M. Rickenbach, S. A. Rutledge, and W. H. Schubert, 1999: Tropical characteristics of tropical convection, *J. Climate*, **12**, 2397-2418
- Jonas, P. R., 1990: Observations of cumulus cloud entrainment. *Atmos. Res.*, **25**, 105-127
- Jones, P. D., M. N., D. E. Parker, S. Martin, and I. G. Rigor, 1999: Surface air temperature and its changes over the past 150 years, *Rev. Geophys.*, **37**, 173-199
- Jonker, H. J. J., P. G. Duynkerke, and J. W. M. Cuijpers, 1999: Mesoscale fluctuations in scalars generated by boundary layer convection. *J. Atmos. Sci.*, **56**, 801-808
- Jonker, H. J. J., R.A. Verzijlbergh, Th. Heus, and A.P. Siebesma, 2006, The influence of the sub-cloud moisture field on cloud size distributions and the consequences for entrainment. *Proc. of the 17th Symp. on Boundary Layers and Turbulence*, June 2006, San Diego, U.S.A. (CD-proceedings).
- 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
- Jorgensen D. P., and M. A. Lemone, 1989: Vertical velocity characteristics of oceanic convection. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 621-640
- Kain, J. S., and J. M. Fritsch, 1998: Multiscale convective overturning in mesoscale convective systems: Reconciling observations, simulations, and theory. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 2254-2273
- 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

## VI. REFERENCES

- Karl, T. R., P. D. Jones, R. W. Knight, et al., 1993: A new perspective on recent global warming - asymmetric trends of daily maximum and minimum temperature. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **74**, 1007-1023
- Kessler, E., 1963: Elementary theory of associations between atmospheric motions and distributions of water content. *Mon. Wea. Rev.*, **91**, 13-27
- Khairoutdinov, M. F., and D. A. Randall, 2006: High-resolution simulation of shallow-to-deep convection transition over land. *J. Atmos. Sci.*, **63**, 3421-3436
- 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**, Art. 15, 13 pp., doi:10.3894/JAMES.2009.1.15
- Klemp, J. B. and R. Rotunno, 1983: A Study of the Tornadoic Region within a Supercell Thunderstorm. *J. Atmos. Sci.*, **40**, 359-377
- Konrad, T. G., 1970: The dynamics of the convective process in clear air as seen by radar. *J. Atmos. Sci.*, **27**, 1138-1147
- Koster, R. D., P. A. Dirmeyer, Z. C. Guo, G. Bonan, E. Chan, P. Cox, C. T. Gordon, S. Kanae, E. Kowalczyk, D. Lawrence, P. Liu, C. H. Lu, S. Malyshev, B. McAvaney, K. Mitchell, D. Mocko, T. Oki, K. Oleson, A. Pitman, Y. C. Sud, C. M. Taylor, D. Versegny, R. Vasic, Y. K. Xue, T. Yamada, 2004, Regions of strong coupling between soil moisture and precipitation, *Science*, **305**, 1138 - 1140
- Krueger, S. K., 1988: Numerical-simulation of tropical cumulus clouds and their interaction with the subcloud layer. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 2221-2250
- Krueger, S. K., 1997: A GCSS intercomparison of cloud-resolving models based on TOGA COARE observations. *Proceedings of the ECMWF/GCSS 1996 Workshop on New Insights and Approaches to Convective Parameterization*, Reading, England, U.K., ECMWF, 113-127.
- Kuettner, J. P., 1959: The band structure of the atmosphere: Observations and theory. *Tellus*, **11**, 267-294
- Lacaze, R., S. Donier, P. Lacarrère, and J.-L. Roujean, 2003: AVHRR-derived land surface conditions for flux simulations with a mesoscale model over the HAPEX-Sahel Study Area. *J. Appl. Meteor.*, **42**, 686-700
- Lafore, J.-P., and M. W. Moncrieff, 1989: A Numerical Investigation of the Organization and Interaction of the Convective and Stratiform Regions of Tropical Squall lines. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 521-544.
- Lafore, J.-P., J.-L. Redelsperger, and G. Jaubert, 1988: Comparison between a 3-dimensional simulation and doppler radar data of a tropical squall line - transports of mass, momentum, heat, and moisture. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 3483-3500
- Laing, A. G., and J. M. Fritsch, 2000: The large-scale environments of the global populations of mesoscale Convective Complexes. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 2756-2776
- Lamb, P. J., 1978: Large-scale tropical surface circulation patterns associated with Subsaharan weather anomalies. *Tellus*, **30**, 240-251
- Lamb, P. J., 1983: Sub-saharan rainfall update for 1982; continued drought. *Int. J. Climatol.*, **3**, 419-422
- Lau, K.-M., and S. Yang, 1996: Seasonal variation, abrupt transition, and intraseasonal variability associated with the Asian Summer monsoon in the GLA GCM. *J. Climate*, **9**, 965-985
- Le Barbé, L., T. Lebel, and D. Tapsoba, 2002: Rainfall variability in West Africa during the years 1950-90. *J. Climate*, **15**, 187-202
- LeMone, M. A. and W. T. Pennell, 1976: The relationship of trade-wind cumulus distribution to subcloud-layer fluxes and structure. *Mon. Wea. Rev.*, **104**, 524-539
- LeMone, M. A., and E. J. Zipser, 1980: Cumulonimbus vertical velocity events in GATE. Part I: Diameter, intensity and mass flux. *J. Atmos. Sci.*, **37**, 2444-2457

## VI. REFERENCES

- LeMone, M. A., E. J. Zipser, and S. B. Trier, 1998: The role of environmental shear and thermodynamic conditions in determining the structure and evolution of mesoscale convective systems during TOGA COARE. *J. Atmos. Sci.*, **55**, 3493-3518
- Li, Z. H., J. P. Muller, and P. Cross, 2003: Comparison of precipitable water vapor derived from radiosonde, GPS, and Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer measurements. *J. Geophys. Res.*, **108D**, 4651
- Lin, X., and R. H. Johnson, 1996: Heating, moistening, and rainfall over the western Pacific warm pool during TOGA COARE, *J. Atmos. Sci.*, **53**, 3367-3383
- Lipps, F. B., and R. S. Hemler, 1986: Numerical Simulation of Deep Tropical Convection Associated with Large-Scale Convergence. *J. Atmos. Sci.*, **43**, 1796-1816
- Lohou, F., B. Campistron, A. Druilhet, et al., 1998a: Turbulence and coherent organizations in the atmospheric boundary layer: A radar-aircraft experimental approach. *Boundary-Layer Meteorol.*, **86**, 147-179
- Lohou, F., A. Druilhet, and B. Campistron, 1998b: Spatial and temporal characteristics of horizontal rolls and cells in the atmospheric boundary layer based on radar and in situ observations. *Boundary-Layer Meteorol.*, **89**, 407-444
- Lopez, M. A., D. L. Hartmann, P. N. Blossey, R. Wood, C. S. Bretherton, and T. L. Kubar, 2009: A Test of the Simulation of Tropical Convective Cloudiness by a Cloud-Resolving Model. *J. Climate*, **22**, 2834-2849
- Lorenc, A.C., D. Barker, R. S. Bell, B. Macpherson, and A. J. Maycock, 1996: On the use of radiosonde humidity observations in mid-latitude NWP. *Meteor. Atmos. Phys.*, **60**, 3-17
- Lothon, M., B. Campistron, M. Chong, F. Couvreux, F. Guichard, C. Rio, and E. Williams, 2010: Life cycle of a mesoscale circular gust front observed by a C-band Doppler radar in West Africa. submitted to *Mon. Wea. Rev.*
- Lothon, M., D. Pino, and W. Angevine, 2010, BLLAST, Boundary-layer late afternoon and sunset turbulence, White paper, October 2009
- Lothon, M., F. Couvreux, S. Donier, F. Guichard, P. Lacarrère, D. H. Lenschow, J. Noilhan, and F. Saïd, 2007: Impact of coherent eddies on airborne measurements of vertical turbulent fluxes. *Boundary-Layer Meteorol.*, **124**, 425-447
- Lucas, C., E. J. Zipser, and M. A. LeMone, 1994: Vertical velocity in oceanic convection off tropical Australia. *J. Atmos. Sci.*, **51**, 3183-3103.
- Ludlam, F. H., 1966: Cumulus and cumulonimbus convection. *Tellus*, **18**, 687-698
- Ludlam, F. H., and R. S. Scorer, 1953: Reviews of modern meteorology—10, Convection in the atmosphere. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **79**, 317-341
- Machado L. A. T., H. Laurent, and A. A. Lima, 2002: Diurnal march of the convection observed during TRMM-WETAMC/LBA, *J. Geophys. Res.*, 107D, 8064
- Maddox, R. A., 1980: Mesoscale convective complexes. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 61, 1374-1387
- Mahrt, L., 1991: Boundary-layer moisture regimes. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **117**, 151-176
- Marshak, A., A. B. Davis, W. J. Wiscombe, and R. F. Cahalan, 1995: Radiative smoothing in fractal clouds. *J. Geophys. Res.*, **100**, 26247-26261, doi:10.1029/95JD02 895.
- Mathon, V., and H. Laurent, 2001: Life cycle of the Sahelian mesoscale convective cloud systems. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **127**, 377-406
- Mathon, V., H. Laurent, and T. Lebel, 2002. Mesoscale convective system rainfall in the Sahel. *J. Appl. Meteor.*, **41**, 1081-1092
- Matthews, M., 2004: Intraseasonal variability over tropical Africa during northern summer. *J. Climate*, **17**, 2427-2440
- McFarlane, S. A., E. I. Kassianov, J. C. Barnard, C. J. Flynn, and T. P. Ackerman, 2009: Surface shortwave aerosol radiative forcing during the Atmospheric Radiation Measurement Mobile Facility deployment in Niamey, Niger. *J. Geophys. Res.*, **114**, D00E06

## VI. REFERENCES

- Mechem, D. B., Y. L. Kogan, M. Ovtchinnikov, A. B. Davis, K. F. Evans and R. G. Ellingson, 2008: Multidimensional Longwave Forcing of Boundary Layer Cloud Systems. *J. Atmos. Sci.*, **65**, 3963-3977
- Medeiros, B., A. Hall, and B. Stevens, 2005: What controls the mean depth of the PBL? *J. Climate*, **18**, 3157-3172
- Mekonnen, A, C.D. Thorncroft, and A.R. Aiyer, 2006: Analysis of convection and its association with African easterly waves, *J. Climate*, **19**, 5405-5421
- Meynadier, R., O. Bock, F. Guichard, A. Boone, P. Roucou, and J.-L. Redelsperger, 2010a: West African Monsoon water cycle: 1. A hybrid water budget data set. *J. Geophys. Res.*, **115**, D19106
- Meynadier, R., O. Bock, S. Gervois, F. Guichard, J.-L. Redelsperger, A. Agusti-Panareda, and A. Beljaars, 2010b: The West African Monsoon water cycle. Part II: assessment of NWP water budgets. *J. Geophys. Res.*, **115**, D19107
- Miller, M. J., and R. P. Pearce, 1974: A three dimensional primitive equation model of cumulonimbus convection. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **100**, 133-154
- Miura, H., M. Satoh, H. Tomita, T. Nasuno, S.-I. Iga, and A. T. Noda 2007: A short-duration global cloud-resolving simulation with a realistic land and sea distribution. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L02804.
- Miura, H., M. Satoh, T. Nasuno, A. T. Noda, and K. Oouchi, 2007: A Madden-Julian oscillation event realistically simulated by a global cloud-resolving model. *Science*, **318**, 1763-1765
- Mohr, K. I., 2004: Interannual, monthly, and regional variability in the wet season diurnal cycle of precipitation in Sub-Saharan Africa. *J. Climate*, **17**, 2441-2453
- Moncrieff, M. A., and J.S.A. Green, 1972: The propagation and transfer properties of steady convective overturning in shear. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **98**, 336-352
- Moncrieff, M. W., S. K. Krueger, D. Gregory et al., 1997: GEWEX Cloud System Study (GCSS) Working Group 4: Precipitating convective cloud systems. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **78**, 831-845
- Mondon, S., and J. L. Redelsperger, 1998: Study of a fair weather boundary layer in TOGA-COARE: Parameterization of surface fluxes in large-scale and regional models for light wind conditions. *Bound.-Layer Meteor.*, **88**, 47-76.
- Morcrette, J. J., H. W. Barker, J. N. S. Cole, M. J. Iacono, and R. Pincus, 2008: Impact of a New Radiation Package, McRad, in the ECMWF Integrated Forecasting System. *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 4773-4798
- Morcrette, J.-J., 1991: Evaluation of model-generated cloudiness: Satellite-observed and model-generated diurnal variability of brightness temperature. *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 1205-1224
- Morcrette, J.-J., 2002, The surface downward longwave radiation in the ECMWF forecast system. *J. Climate*, **15**, 1875-1892
- Morel, C., and S. Senesi, 2002: A climatology of mesoscale convective systems over Europe using satellite infrared imagery. I: Methodology. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **128**, 1953-1971
- Morrison, H. and W. W. Grabowski, 2008: A Novel Approach for Representing Ice Microphysics in Models: Description and Tests Using a Kinematic Framework. *J. Atmos. Sci.*, **65**, 1528-1548
- Mougin, E., P. Hiernaux, L. Kergoat, M. Grippa, P. de Rosnay, F. Timouk, V., Le Dantec, V. Demarez, F. Lavenu, M. Arjounin, T. Lebel, N. Soumaguel, E., Ceschia, B. Mougenot, F. Baup, F. Frappart, P.L. Frison, J. Gardelle, C. Gruhier, L. Jarlan, S. Mangiarotti, B. Sanou, Y. Tracol, F. Guichard, V. Trichon, L., Diarra, A. Soumaré, M. Koité, F. Dembélé, C. Lloyd, N.P. Hanan, C. Damesin, C. Delon, D. Serça, C. Galy-Lacaux, J. Seghieri, S. Becerra, H. Dia, F., Gangneron and P. Mazzega, 2009: The AMMA-CATCH Gourma observatory site in Mali: Relating climatic variations to changes in vegetation, surface hydrology, fluxes and natural resources. *J. Hydrol.*, **375**, 14-33

## VI. REFERENCES

- Muller, C. J., P. A. O'Gorman, and L. E. Back, 2010: Intensification of precipitation extremes with warming in a cloud resolving model. *Journal of Climate* (Submitted)
- Neggers, R. A. J., A. P. Siebesma, and H. J. J. Jonker, 2000: A multiparcel model for shallow cumulus convection. *J. Atmos. Sci.*, **59**, 1655-1668
- Neggers, R. A. J., 2009: A Dual Mass Flux Framework for Boundary Layer Convection. Part II: Clouds. *J. Atmos. Sci.*, **66**, 1489-1506.
- Neggers, R. A. J., A. P. Siebesma, G. Lenderink et al., 2004: An evaluation of mass flux closures for diurnal cycles of shallow cumulus, *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 2525-2538
- Neggers, R. A. J., H. J. J. Jonker, and A. P. Siebesma, 2003: Size Statistics of Cumulus Cloud Populations in Large-Eddy Simulations. *J. Atmos. Sci.*, **60**, 1060-1074
- Nesbitt S. W., and E. J. Zipser, 2003: The diurnal cycle of rainfall and convective intensity according to three years of TRMM measurements. *J. Climate*, **16**, 1456-1475
- Nuret, M., J.-P. Lafore, O. Bock, F. Guichard, A. Agusti-Panareda, J.-B. N'Gamini, and J.-L. Redelsperger, 2008: Correction of humidity bias for Vaisala RS80 sondes during AMMA 2006 Observing Period, *J. Atmos. Ocean. Tech.*, **25**, 2152-2158
- O'Gorman, P. A., and Schneider, T., 2009: The physical basis for increases in precipitation extremes in simulations of 21st-century climate change. *Proc. Natl. Acad. Sci.*, **106**, 14773-14777
- Ogura, Y., 1963: The Evolution of a Moist Convective Element in a Shallow, Conditionally Unstable Atmosphere: A Numerical Calculation. *J. Atmos. Sci.*, **20**, 407-424
- Owe, M., R. de Jeu, and T. Holmes, 2008: Multi-sensor historical climatology of satellite derived global land surface soil moisture, *J. Geophys. Res.*, **113**
- Parker, D. J., A. Fink, S. Janicot, S., J.-B. Ngamini, M. Douglas, E. Afiesimama, A. Agusti-Panareda, A. Beljaars, F. Dide, A. Diedhiou, T. Lebel, J. Polcher, J.-L. Redelsperger, C. Thorncroft, and G. A. Wilson, 2008: The AMMA radiosonde program and its implications for the future of atmospheric monitoring over Africa. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **89**, 1015-1027
- Parker, D. J., C. D. Thorncroft, R. R. Burton, and A. Diongue-Niang, 2005: Analysis of the African easterly jet, using aircraft observations from the JET2000 experiment. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **131**, 1461-1482
- Parker, D. J., R. R. Burton, A. Diongue-Niang, R. J. Ellis, M. Felton, C. M. Taylor, C. D. Thorncroft, P. Bessemoulin and A. M. Tompkins, 2005: The diurnal cycle of the West African monsoon circulation, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **131**, 2839-2860
- Parsons, D., F. Guichard, E. Miller, S. Cohn, W. O. J. Brown and K. Yoneyama, 2000: A new look at an old problem: the diurnal cycle of rainfall over tropical oceans. *10th Conference on interaction of the sea and atmosphere*, 29 May-2 June 2000, Fort Lauderdale, USA, pp 5-6
- Parsons, D. B., K. Yoneyama and J.-L. Redelsperger, 2000: The evolution of the tropical western Pacific atmosphere-ocean system following the arrival of a dry intrusion. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **126**, 517-548
- Patton, E. G., P. P. Sullivan, and C. H. Moeng, 2005: The influence of idealized heterogeneity on wet and dry planetary boundary layers coupled to the land surface. *J. Atmos. Sci.*, **62**, 2078-2097
- Pergaud, J., V. Masson, S. Malardel and Couvreux F., 2009: A Parameterization of Dry Thermals and Shallow Cumuli for Mesoscale Numerical Weather Prediction. *Boundary-Layer Meteorol.*, **132**, 83-106
- 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. Atmos. Sci.*, **64**, 2765-2782
- Phulpin, T., F. Rabier et L. Lavanant, 2003: Le sondage satellitaire et son évolution. *La Météorologie* 8e série, **40**, 80-85
- Pielke, R. A., 2001: Influence of the spatial distribution of vegetation and soils on the prediction of cumulus convective rainfall. *Reviews of Geophysics*, **39**, 151-177

## VI. REFERENCES

- 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. Atmos. Sci.*, **64**, 4131-4143
- Pospichal, B, D. B. Karam, S. Crewell, C. Flamant, A. Hunerbein, O. Bock, and F. Said, 2010: Diurnal cycle of the intertropical discontinuity over West Africa analysed by remote sensing and mesoscale modelling, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **136**, 92-106
- Pu, B., and K. H. Cook, 2010: Dynamics of the West African Westerly Jet. *J. Climate*, *in press*, doi:10.1175/2010JCLI3648.1
- Rácz, Z., and R. K. Smith, 1999: The dynamics of heat lows. *Quart. J. Roy. Meteor.*, **125**, 225–252
- Ramel, R., H Gallée, and C. Messenger, 2006: On the northward shift of the West African monsoon. *Clim. Dyn.*, **26**, 429–440
- Ramier, D., F. Guichard, B. Cappelaere, L. Kergoat, S. Galle, F. Timouk, N. Boulain, M. Boucher, C. Taylor, and A. Boone, 2009: Impact of the monsoon on downwelling surface radiative fluxes across West Africa : an evaluation of ECMWF-IFS and satellite estimates with ground measurements. *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 11, EGU2009-10586-1, EGU General Assembly 2009
- Ramier, D. N. Boulain, B. Cappelaere, F. Timouk, M. Rabanit, C. R. Lloyd, S. Boubkraoui, F. Metayer, L. Descroix, and V. Wawrzyniak. 2009: Towards an understanding of coupled physical and biological processes in the cultivated Sahel - 1. Energy and water. *J. Hydrology*, **375**, 204-216
- Randall, D. A., Harshvardhan, and D. A. Dazlich, 1991: Diurnal variability of the hydrologic cycle in a General Circulation Model. *J. Atmos. Sci.*, **48**, 40-62
- Randall, D. A., J. A. Abeles, T. G. Corsetti, 1985: Seasonal simulations of the planetary boundary layer and boundary-layer stratocumulus clouds with a General Circulation Model. *J. Atmos. Sci.*, **42**, 641–676
- Randall, D. A., R. D. Cess, J. P. Blanchet, G. Boer, A. DelGenio, M. Deque, V. Dymnikov, V. Galin, W. L. Gates, S. J. Ghan, J. T. Kiehl, A., Lacis, H. Le Treut, Z.-X. Li, X.-S. Liang, B. J. McAvaney, V. P. Meleshko, J. F. B. Mitchell, J. J. Morcrette, G. L. Potter, L. Rikus, E. Roeckner, J. F. Royer, U. Schlese, D. A. Sheinin, A. Slingo, A. P. Sokolov, K. E. Taylor, W. M. Washington, R. T. Wetherald, I. Yagai, and M.H. Zhang, 1992: Intercomparison and Interpretation of Surface Energy Fluxes in Atmospheric General Circulation Models. *J. Geophys. Res.*, **97D**, 3711 - 3724
- Randall, D. A., and B. A. Wielicki, 1997: Measurements, Models, and Hypotheses in the Atmospheric Sciences. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **78**, 399–406
- Randall, D. A., M. Khairoutdinov, A. Arakawa, and W. Grabowski, 2003: Breaking the cloud-parameterization deadlock. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **84**, 1547-1564
- Rauber, R. M., and Coauthors, 2007: Rain in shallow cumulus over the ocean: The RICO campaign. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **88**, 1912–1928
- Redelsperger, J.-L., and G. Sommeria, 1986: 3-Dimensional simulation of a convective storm – Sensitivity studies on subgrid parameterization and spatial-resolution. *J. Atmos. Sci.*, **43**, 2619-2635
- Redelsperger, J.-L., and J.-P. Lafore, 1988: A 3-dimensional simulation of a tropical squall line - convective organization and thermodynamic vertical transport. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 1334-1356
- Redelsperger, J.-L., C.D. Thorncroft, A. Diedhiou, et al., 2006: African monsoon multidisciplinary analysis - An international research project and field campaign. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **87**, 1739-1746
- Redelsperger, J.-L., D. 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



## VI. REFERENCES

- Redelsperger, J.-L., F. Guichard, and S. Mondon, 2000b: A parameterization of mesoscale enhancement of surface fluxes for large-scale models. *J. Climate*, **13**, 402-421
- Redelsperger, J.-L., P. R. A. Brown, C. Hoff, F. Guichard, M. Kawasima, S. Lang, T. Montmerle, K. Nakamura, K. Saito, C. Seman, W. K. Tao, and L. J. Donner, 2000a: A GCSS model intercomparison for a tropical squall line observed during TOGA-COARE. Part I: Cloud-resolving models. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **126**, 823-864
- Reed, R. J., D. C. Norquist and E. E. Recker, 1977: The structure and properties of African wave disturbances as observed during Phase III of GATE. *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 317-333
- Rennó, N. O., K. A. Emanuel, and P. H. Stone, 1994: Radiative-convective model with an explicit hydrologic cycle 1. Formulation and sensitivity to model parameters, *J. Geophys. Res.*, **99D**, 14429-14441
- Richardson, S., F. Guichard, and B. Lesht, 2000: The radiative impact of the radiosonde relative humidity bias. *Tenth ARM Science Team Meeting*, 13-17 March 2000, San Antonio, USA
- Rickenbach T. M., 2004: Nocturnal cloud systems and the diurnal variation of clouds and rainfall in Southwestern Amazonia. *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 1201-1219
- Riehl, H., and J. S. Malkus, 1958: On the heat balance in the equatorial trough zone. *Geophysica*, **6**, 503-538.
- Rio, C., and F. Hourdin, 2008: A Thermal Plume Model for the Convective Boundary Layer: Representation of Cumulus Clouds. *J. Atmos. Sci.*, **65**, 407-425
- 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
- Rio, C., F. Hourdin, F. Couvreux, and A. Jam, 2010: Resolved versus parametrized boundary-layer plumes. Part II: Continuous Formulations of Mixing Rates for Mass-Flux Schemes, *Boundary-Layer Meteorol.*, **135**, 469-483
- Robinson, P. J., 2001: On the Definition of a Heat Wave. *J. Appl. Meteor.*, **40**, 762-775
- Roca, R., J.-P. Lafore, C. Piriou, and J.-L. Redelsperger, 2005: Extratropical dry-air intrusions into the West African monsoon midtroposphere: an important factor for the convective activity over the Sahel. *J. Atmos. Sci.*, **62**, 390-407
- Romatschke, U., S. Medina, and R. A. Houze, 2010: Regional, Seasonal, and Diurnal Variations of Extreme Convection in the South Asian Region. *J. Climate*, **23**, 419-439
- Romps, D. M., and Z. M. Kuang, 2010: Do Undiluted Convective Plumes Exist in the Upper Tropical Troposphere? *J. Atmos. Sci.*, **67**, 468-484
- Romps, D.M., 2010: Response of tropical precipitation to global warming. *J. Atmos. Sci.*, in press
- Samain, O., L. Kergoat, P. Hiernaux, F. Guichard, E. Mougin, F. Timouk and F. Lavenu, 2008: Analysis of the in-situ and MODIS albedo variability at multiple time scales in the Sahel, *J. Geophys. Res.*, **113**, D14119
- Sandu, I., B. Stevens, and R. Pincus, 2010: On the transitions in marine boundary layer cloudiness. *Atmos. Chem. Phys.*, **10**, 2377-2391
- Sassen, K., Z. Wang, and D. Liu, 2009: Cirrus clouds and deep convection in the tropics: Insights from CALIPSO and CloudSat. *J. Geophys. Res.*, **114**, D00H06
- Satoh, M., T. Inoue, and H. Miura, 2010: Evaluations of cloud properties of global and local cloud system resolving models using CALIPSO and CloudSat simulators, *J. Geophys. Res.*, **115**, D00H14, doi:10.1029/2009JD012247
- Schär, C., D. Luthi, U. Beyerle, et al., 1999: The soil-precipitation feedback: A process study with a regional climate model. *J. Climate*, **12**, 722-741
- Segal, M., and R. W. Arritt, 1992: Nonclassical mesoscale circulations caused by surface sensible heat-flux gradients. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **73**, 1593-1604
- Siebesma, A. P., P. M. M. Soares, and J. Teixeira, 2007: A combined eddy-diffusivity mass-flux approach for the convective boundary layer. *J. Atmos. Sci.*, **64**, 1230-1248

## VI. REFERENCES

- Siebesma, A. P., and A. A. M. Holtslag, 1996: Model Impacts of Entrainment and Detrainment Rates in Shallow Cumulus Convection. *J. Atmos. Sci.*, **53**, 2354-2364
- Siebesma, A. P., and J. W. M. Cuijpers, 1995: Evaluation of Parametric Assumptions for Shallow Cumulus Convection. *J. Atmos. Sci.*, **52**, 650-666
- Siebesma, A. P., C. Jakob, G. Lenderink, R. A. J. Neggers, J. Teixeira, E. van Meijgaard, J. Calvo, A. Chlond, H. Grenier, C. Jones, M. Kohler, H. Kitagawa, P. Marquet, A. P. Lock, F. Muller, D. C. Olmeda, and C. Severijns, 2004: Cloud representation in general-circulation models over the northern Pacific Ocean: A EUROCS intercomparison study. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **130**, 3245-3267
- Simpson, J., and V. Wiggert, 1969: Models of precipitating cumulus towers. *Mon. Wea. Rev.*, **97**, 471-489
- Slingo, A., K. I. Hodges, and G. J. Robinson, 2004: Simulation of the diurnal cycle in a climate model and its evaluation using data from Meteosat 7. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **130**, 1449-1467
- Slingo, A., H. E. White, N. A. Bharmal, and G. J. Robinson, 2009: Overview of observations from the RADAGAST experiment in Niamey, Niger: 2. Radiative fluxes and divergences. *J. Geophys. Res.*, **114**, D00E04
- Slingo, J., K. Bates, N. Nikiforakis, M. Piggott, M. Roberts, L. Shaffrey, I. Stevens, P. L. Vidale and H. Weller, 2009: Developing the next-generation climate system models: challenges and achievements. *Philosophical transactions of the royal Soc. A*, **367**, 815-831
- Sobel, A., and C. Bretherton 2000: Modeling tropical precipitation in a single column. *J. Climate*, **13**, 4378-4392
- Sommeria, G., 1976: Three-Dimensional Simulation of Turbulent Processes in an Undisturbed Trade Wind Boundary layer. *J. Atmos. Sci.*, **33**, 216-241
- Sommeria, G., and J. Testud, 1984: COPT-81 - a field experiment designed for the study of dynamics and electrical-activity of deep convection in continental tropical regions. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **65**, 4-10
- Soong, S-T., and W-K. Tao, 1980: Response of Deep Tropical Cumulus Clouds to Mesoscale processes. *J. Atmos. Sci.*, **37**, 2016-2034
- Soong, S-T., and Y. Ogura, 1980: Response of Tradewind Cumuli to Large-Scale processes. *J. Atmos. Sci.*, **37**, 2035-2050.
- Steenefeld, G.J., 2007: Understanding and prediction of stable atmospheric boundary layers over land. *PhD thesis*.
- Stenchikov, G. L., and A. Robock, 1995: Diurnal asymmetry of climatic response to increased CO<sub>2</sub> and aerosols: Forcings and feedbacks. *J. Geophys. Res.*, **100D**, 26211-26227
- Stevens, B., Beljaars A., Bordoni S., et al., 2007: On the structure of the lower troposphere in the summertime stratocumulus regime of the northeast Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, **135**, 985-1005
- Stevens, B., and coauthors 2001: Simulations of trade-wind cumuli under a strong inversion. *J. Atmos. Sci.*, **58**, 1870-1891.
- Stevens, B., G. Vali, K. Comstock, R. Wood, M.C. Van Zanten, P. H. Austin, C. S. Bretherton, and D. H. Lenschow, 2005: Pockets of open cells and drizzle in marine stratocumulus. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **86**, 51-57
- Stevens, B., 2007: On the growth of layers of non-precipitating cumulus convection. *J. Atmos. Sci.*, **64**, 2916-2931.
- Stevens, D. E., A. S. Ackerman, and C. S. Bretherton, 2002: Effects of domain size and numerical resolution on the simulation of shallow cumulus convection. *J. Atmos. Sci.*, **59**, 3285-3301.
- Strong, C., J. D. Fuentes, M. Garstang, and A. K. Betts, 2005: Daytime cycle of low-level clouds and the tropical convective boundary layer in Southwestern Amazonia. *J. Appl. Meteor.*, **44**, 1607-1619

## VI. REFERENCES

- Sui, C. H., K. M. Lau, W. K. Tao, and J. Simpson, 1994: The tropical water and energy cycles in a cumulus ensemble model. Part I: Equilibrium climate. *J. Atmos. Sci.*, **51**, 711-728
- Sullivan, P. P., and E. G. Patton, 2008: A highly parallel algorithm for turbulence simulations in planetary boundary layers: Results with meshes up to  $1024^3$ . *18th Conference on Boundary Layer and Turbulence*, Stockholm, Sweden
- Sultan, B., and S. Janicot, 2003. The West African monsoon dynamics. Part II: the "preonset" and "onset" of the summer monsoon. *J. Climate*, **16**, 3389-3406
- Takemi, T, Satomura T, 2000: Numerical experiments on the mechanisms for the development and maintenance of long-lived squall lines in dry environments, *J. Atmos. Sci.*, **57**, 1718-1740
- Tao, W. K., J. Simpson, and S. T. Soong, 1987: Statistical properties of a cloud ensemble - a numerical study. *J. Atmos. Sci.*, **44**, 3175-3187
- Tao, W. K., J. Simpson, C. H. Sui, C. L. Shie, B. Zhou, K. M. Lau, and M. Moncrieff, 1999: Equilibrium States Simulated by Cloud-Resolving Models. *J. Atmos. Sci.*, **56**, 3128-3139
- Tao, W.-K., and S.-T. Soong, 1986: A study of the response of deep tropical clouds to mesoscale processes: three-dimensional numerical experiments. *J. Atmos. Sci.*, **43**, 2653-2676.
- Taylor, C. M., F. Saïd, and T. Lebel, 1997: Interactions between the land surface and mesoscale rainfall variability during HAPEX-Sahel. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 2211-2227
- Taylor, C. M., and R. J. Ellis, 2006. Satellite detection of soil moisture impacts on convection at the mesoscale. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L03404
- Taylor, C. M., and D. B. Clark, 2001: The diurnal cycle and African easterly waves: A land surface perspective. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **127**, 845-867
- Taylor, C. M., and Lebel, T., 1998. Observational evidence of persistent convective-scale rainfall patterns. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 1597-1607
- Taylor, C. M., E. F. Lambin, N. Stephenne, R. J. Harding, and R. L. H. Essery, 2002: The influence of land use change on climate in the Sahel. *J. Climate*, **15**, 3615-3629
- Tennekes, H., 1973: A model for the dynamics of the inversion above a convective boundary layer. *J. Atmos. Sci.*, **30**, 558-567
- Thorncroft, C. D., and K. Hodges, 2001: African easterly wave variability and its relationship to Atlantic tropical cyclone activity. *J. Climate*, **14**, 1166-1179
- Thorncroft, C. D., and M. Blackburn, 1997: On the maintenance of the African Easterly Jet. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **123**, 763-786
- Thorpe, A. J., and T. H. Guymer, 1977: The nocturnal jet. *Quart. J. Roy. Meteor.*, **103**, 633-653
- Timouk F, L. Kergoat, E. Mougin, C. R. Lloyd, E. Ceschia, J.-M. Cohard, P. de Rosnay, P. Hiernaux, V. Demarez, and C.M. Taylor, 2009: Response of surface energy balance to water regime and vegetation development in a Sahelian landscape, *J. Hydrology*, **375**, 178-189
- Tomasini, M., JP. Lafore, C. Piriou, R. Roca, Morel, Senesi, 2006: AMM-EU deliverable d2.1.3.a. ATLAS on a climatology Mesoscale Convective Systems.
- Tompkins, A. M., 2000: The Impact of Dimensionality on Long-Term Cloud-Resolving Model Simulations. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 1521-1535
- Tompkins, A. M., 2002: A prognostic parameterization for 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 G. C. Craig, 1998a: Radiative-convective equilibrium in a three-dimensional cloud ensemble model, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **124**, 2073- 2097
- Traore, A. K., F. Hourdin, F. Favot, F. Guichard, I. Musat, F., L. Kergoat, B. Cappelaere, S. Galle, 2010, Bilan énergétique de surface et précipitation en Afrique de l'ouest : intercomparaison GCMs-observations. Ateliers de Modélisation de l'Atmosphère 2010, Toulouse, du 26 au 28 janvier 2010

## VI. REFERENCES

- Trapp, R. J., N. S. Diffenbaugh, H. E. Brooks, M. E. Baldwin, E. D. Robinson, and J. S. Pal, 2007: Changes in severe thunderstorm environment frequency during the 21st century caused by anthropogenically enhanced global radiative forcing. *Proc., Nati. Acad. Sci.*, **104**, 19719–19723
- Trenberth, K. E., 1999: Atmospheric moisture recycling: role of advection and local evaporation. *J. Climate*, **12**, 1368–1381
- Turner, D. D., B. M. Lesht, S. A. Clough, J. C. Liljegren, H. E. Revercomb, and D. C. Tobin, 2003: Dry bias and variability in Vaisala RS80-H radiosondes: The ARM experience. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **20**, 117–132
- van Heerwaarden, C.C., J. Vila-Guerau de Arellano, A. Gounou, F. Guichard, and F. Couvreux, 2010: Understanding the daily cycle of surface evapotranspiration: a new method to quantify the influence of forcings and feedbacks. *J. Hydromet.*, doi:10.1175/2010JHM1272.1
- Wakimoto, R. M., and N. T. Atkins, 1994: Observations of the sea-breeze front during CaPE. Part I: single-Doppler, satellite, and cloud photogrammetry analysis. *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 1092–1114
- Wang, J., H. Cole, D. J. Carlson, E. R. Miller, K. Beierle, A. Paukkunen, and T. K. Laine, 2002: Corrections of humidity measurement errors from the Vaisala RS80 radiosonde—Application to TOGA\_COARE data. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **19**, 981–1002
- Warner, J., 1970: Microstructure of cumulus cloud .3. nature of updraft. *J. Atmos. Sci.*, **27**, 682–688
- Webb, M. J., A. Slingo, and G. L. Stephens, 1993: Seasonal variations of the clear-sky greenhouse effect: the role of changes in atmospheric temperatures and humidities. *Climate Dyn.*, **9**, 117–129
- Webster, P. J., and R. Lukas, 1992: TOGA COARE: The Coupled Ocean—Atmosphere Response Experiment. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **73**, 1377–1416
- Weckwerth, T. M., 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
- Weckwerth T. M., 2000: The Effect of Small-Scale Moisture Variability on Thunderstorm Initiation. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 4017–4030
- Weckwerth T. M., D. B. Parsons, S. E. Koch, J. A. Moore, M. A. LeMone, B. B. Demoz, C. Flamant, B. Geerts, J. H. Wang, and W. F. Feltz: 2004. An overview of the International H2O Project (IHOP\_2002) and some preliminary highlight. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **85**, 253–277
- Wild, M., 2009: How well do IPCC-AR4/CMIP3 climate models simulate global dimming/brightening and twentieth-century daytime and nighttime warming? *J. Geophys. Res.*, **114**, D00D11
- Wilhelmson, R. B., and J. B. Klemp, 1981: 3-Dimensional numerical-simulation of splitting severe storms on 3 April 1964. *J. Atmos. Sci.*, **38**, 1581–1600
- Wu, C. M., B. Stevens, and A. Arakawa, 2008: What controls the transition from shallow to deep convection? *J. Atmos. Sci.*, **66**, 1793–1806
- Wu, X. Q., and M. Yanai, 1994: Effects of vertical wind shear on the cumulus transport of momentum - observations and parameterization, *J. Atmos. Sci.*, **51**, 1640–1660
- Wu, X., W. W. Grabowski, and M. W. Moncrieff, 1998: Long-term behavior of cloud systems in TOGA COARE and their interactions with radiative and surface processes. Part I: Two-dimensional modeling study. *J. Atmos. Sci.*, **55**, 2693–2714
- Wyngaard, J. C., 1985: Structure of the planetary boundary-layer and implications for its modeling. *J. Climate Appl. Meteor.*, **24**, 1131–1142
- Xu, K.-M., A. Arakawa, and S. K. Krueger, 1992: The Macroscopic Behavior of Cumulus Ensembles Simulated by a Cumulus Ensemble Model. *J. Atmos. Sci.*, **49**, 2402–2420
- Xu, K.-M., and D. A. Randall, 1996: Explicit simulation of cumulus ensembles with the GATE Phase III data. Comparison with observations. *J. Atmos. Sci.*, **53**, 3710–3736

## VI. REFERENCES

- Xu, K.-M., Cederwall, R. T., Donner, L. J., Guichard, F., Grabowski, W. W., Johnson, D. E., Khairoutdinov, Krueger, S. K., L., Petch, J., C., Randall, D. A., Seman, C. J., Tao, W.-K., Xie, S. C., Yio, J. J., and Zhang, M.-H., 2001: An intercomparison of cloud-resolving models with the ARM summer 1997 IOP data. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **128**, 593-624
- Xue, Y. K., and J. Shukla, 1983: The influence of land-surface properties on sahel climate .1. desertification, *J. Climate.*, **6**, 2232-2245
- Yanai, M., S. Esbensen, and J.-H. Chu, 1973: Determination of bulk properties of tropical cloud clusters from large-scale heat and moisture budgets. *J. Atmos. Sci.*, **30**, 611-627
- Yang, G.-Y., and J. Slingo, 2001: The diurnal cycle in the tropics. *Mon. Wea. Rev.*, **129**, 784-801
- Yang, S., and E. A. Smith, 2008: Convective-stratiform precipitation variability at seasonal scale from 8 yr of TRMM observations: Implications for multiple modes of diurnal variability. *J. Climate*, **21**, 4087-4114
- Yang, S., K.-S. Kuo, and E. A. Smith, 2008: Persistent nature of secondary diurnal modes of precipitation over oceanic and continental regimes. *J. Climate*, **21**, 4115-4131
- Yano, J.-I, F. Guichard, J.-P. Lafore, J.-L. Redelsperger and P. Bechtold, P., 2004: Estimations of mass fluxes for cumulus parameterizations from high-resolution spatial data. *J. Atmos. Sci.*, **61**, 829-842
- Yano, J.-I, J.-P. Chaboureaud and F. Guichard, 2005: A generalization of CAPE into potential energy convertibility, *Quart. J. Roy. Meteor.*, **131**, 861-876
- Yano, J.-I, J.-P. Lafore, J.-L. Redelsperger, P. Bechtold and F. Guichard, 2005: Mode decomposition method as a methodology for developing convective-scale representations in global models, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **131**, 2313-2336.
- Yano, J.-I., P. Bechtold, J.-L. Redelsperger and F. Guichard, 2004: Wavelet-compressed representation of deep moist convection. *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 1472-1486.
- Yoneyama, K., and D. B. Parsons, 1999: A proposed mechanism for the intrusion of dry air into the Tropical Western Pacific region. *J. Atmos. Sci.*, **56**, 1524-1546
- Zeng, N., J. D. Neelin, K.-M. Lau, and C. J. Tucker, 1999: Enhancement of interdecadal climate variability in the Sahel by vegetation interaction. *Science*, **286**, 1537-1540
- Zhang, G. J., 2002: Convective quasi-equilibrium in midlatitude continental environment and its effect on convective parameterisation. *J. Geophys. Res.*, **107D**, 4220
- 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. Atmos. Sci.*, **67**, 2943-2959
- Zhang, Y. Y., B. Stevens, B. Medeiros, et al., 2009: Low-Cloud Fraction, Lower-Tropospheric Stability, and Large-Scale Divergence, *J. Climate*, **22**, 4827-4844
- Zheng, X., and E. A. B. Eltahir, 1998. A soil moisture-rainfall feedback mechanism, 2, Numerical experiments. *Water Resour. Res.*, **34**, 777-785
- Zhou, L. M., R. E. Dickinson, Y. H. Tian, et al., 2007, Impact of vegetation removal and soil aridation on diurnal temperature range in a semiarid region: Application to the Sahel, *Proc. Nat. Acad. Sci.*, **104**, 17937-17942
- Zhou, L., R. E. Dickinson, A. Dai, and P. Dirmeyer, 2010: Detection and attribution of anthropogenic forcing to diurnal temperature range changes from 1950 to 1999: Comparing multi-model simulations with observations, *Climate Dynamics*, doi 10.1007/s00382-009-0644-2
- Zhu, P., and P. Zuidema, 2009: On the use of PDF schemes to parameterize sub-grid clouds. *Geophys. Res. Lett.*, **36**, L05807, doi:10.1029/2008GL036817
- Zipser, E. J., 1977: Mesoscale and convective-scale downdrafts as distinct components of squall-line structure. *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 1568-1589
- Zipser, E. J., and M. A. LeMone, 1980: Cumulus Vertical velocity events in GATE, Part II: synthesis and model core structure. *J. Atmos. Sci.*, **37**, 2458-2469

## VI. REFERENCES

- Zipser, E.J., 2003: Some views on “hot towers” after 50 years of tropical field programs and two years of TRMM data. *Meteorological Monographs*, **29** (51), 50-59
- Zipser, E. J., D. J. Cecil, C. T. Liu, S. W. Nesbitt, and D. P. Yorty, 2006: Where are the most intense thunderstorms on earth? *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 87 , 1057- 1071

## VII. CURRICULUM VITAE

NOM : Guichard Kergoat ; PRÉNOM: Françoise Marie ; née le 15 octobre 1964, nationalité française  
ADRESSE PROFESSIONNELLE : CNRM-GAME (CNRS & Météo-France), 42 avenue Coriolis, 31057, Toulouse Cedex  
TÉLÉPHONE : 05 61 07 96 72  
COURRIEL : francoise.guichard@meteo.fr

### ETUDES

**1995 DOCTORAT DE 3<sup>ème</sup> CYCLE**, Institut National Polytechnique de Toulouse: *Impact d'un ensemble de nuages sur l'environnement de plus grande échelle vu par un modèle de convection nuageuse explicite (cas GATE et TOGA-COARE)*, 197 pages

**1992 diplôme d'ETUDES APPROFONDIES Physique et chimie de l'environnement** (DEA mixte Université Paul Sabatier - Institut National Polytechnique de Toulouse)

**1988 diplôme d'INGENIEUR des ARTS et MANUFACTURES de l'ECOLE CENTRALE PARIS**  
Spécialité: Transferts thermiques - Physique de l'énergie

### PARCOURS PROFESSIONNEL

**2002-2010: Chargée de recherche 1<sup>ère</sup> classe (CR1) au CNRS affectée au CNRM-GAME**  
(URA 1357, laboratoire mixte CNRS et Météo-France)

**2000-2001: post-doc** dans le cadre du projet européen **EUROCS**, au CNRM-GAME

**1998-1999: visiteur scientifique** au **NCAR** (national center for atmospheric research), Boulder, Etats-Unis  
[15 mois]

**1997-1998: consultante scientifique** à l'**ECMWF** (european centre for medium-range weather forecasts), Reading (Royaume-Uni) [6 mois]

**1996-1997: post-doc** dans le cadre du projet européen **EUCREM**, au CNRM-GAME

**1992-1995: préparation d'une thèse de doctorat** au CNRM-GAME, dirigée par J.-L. Redelsperger et J.-P. Lafore

**1989-1990: ingénieure** chez **SOCETEC** (société d'ingénierie), Puteaux - spécialité mécanique-énergie

### THEMATIQUES SCIENTIFIQUES

- la convection nuageuse atmosphérique et sa modélisation
- la couche limite atmosphérique
- le cycle de l'eau et de l'énergie
- le cycle diurne
- les interactions et couplages surface-atmosphère
- la mousson africaine

autres mots clefs: bilans thermodynamiques, flux, vapeur d'eau, précipitations, radio-sondages, paramétrisation, rayonnement, méso-échelle, large-eddy simulation, MésoNH, MM5, ECMWF, Sahel

### PUBLICATIONS

- Auteure ou co-auteure de **45 articles de rang A**
- AUTEURE OU CO-AUTEURE DE **100 ACTES DE CONFÉRENCES, COLLOQUES ET SÉMINAIRES** (RÉSUMÉS OU PROCEEDINGS)

### ENCADREMENT

- **Encadrement** ou **co-encadrement** de 3 thèses, 1 DEA, 1 MASTER-1, 3 MASTER-2, 2 POST-DOC
- **Examinatrice** ou **rapporteuse** de 10 thèses

### EDITION

- **Editrice associée** au *Quarterly journal of the royal meteorological society* depuis décembre 2008
- **Rapporteuse** pour une dizaine de journaux scientifiques internationaux
- **Editrice associée** de l'issue spéciale 2010 *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* « Advances in understanding atmospheric processes over West Africa through the AMMA field campaign »

### PRINCIPAUX PROJETS

#### **Projets français, européens, internationaux et américains passés et en cours**

- EUCREM (European cloud resolving modelling) [1996-1999]
- EUROCS (European cloud systems) [2000-2003]
- GCSS (GEWEX cloud system study, GEWEX: global energy and water cycle experiment) [1996-2005]
- TOGA-COARE (Tropical ocean global atmos. coupled ocean atmosphere response experiment) [1993-2000]
- ARM (atmospheric radiation measurement) [1999-2003]
- IHOP-2002, *PATOM France, co-investigatrice* (international H2O projet) [2002-2005]
- AMMA - *API, EU, LEFE* (African monsoon and Multidisciplinary Analyses [2004-aujourd'hui])
- EUCLIPSE (European Union cloud intercomparison, process study and evaluation project) [2010-2013]
- ANR ESCAPE (environmental and social changes in Africa: past, present and future) [2011-2013]
- LEFE BLLAST (boundary layer late afternoon and sunset turbulence) [2008-aujourd'hui]

### ANIMATION ET ADMINISTRATION DE LA RECHERCHE

#### **Coordination de groupes de travail** (impliquant de 10 à 50 personnes, de 4 à 8 laboratoires) :

- *cycle diurne de la convection*, projet EUROCS (3 ans)
- *basses couches atmosphériques*, projet AMMA (3 ans)
- *cycle de l'eau*, implication dans la coordination, projet AMMA (5 ans)
- *cycle de l'eau et de l'énergie*, co-coordinatrice projet AMMA LEFE (2010-aujourd'hui)

#### **Séminaires**

- série de 3 séminaires, **école d'été** en Pologne, programme européen CESSAR (juillet 2004)
- **séminaire annuel ECMWF**, Reading, Grande-Bretagne (septembre 2008)

#### **Organisation de conférences et colloques**

- *2<sup>nd</sup> International IHOP Science Workshop*, **co-organisatrice**, 14-17 juin 2004, Toulouse, France
- *Colloque Tropiques*, **membre du comité scientifique**, 1-3 juin 2010, Toulouse, France
- *Atelier AMMA France 2010*, **membre du comité scientifique**, 3-5 novembre 2010, Toulouse, France

### CAMPAGNES DE MESURES

- Participation à 5 **campagnes de mesures** au **Mali** (d'un mois chacune en 2004, 2005, 2006, 2008, 2009)  
*co-investigatrice des campagnes de mesures dans les couches limites diurnes et nocturne par ballon captif*
- **Secrétaire scientifique** à Niamey, Niger, **campagne de mesures AMMA** (3 semaines en 2006)



## VIII. PRODUCTION SCIENTIFIQUE

publications pour la plupart consultables ici: <http://francoise.guichard.m.free.fr/publications.html>  
mise à jour octobre 2010, organisé par année puis ordre alphabétique

### 1) JOURNAUX SCIENTIFIQUES À COMITÉ DE LECTURE

#### ARTICLES SOUMIS OU EN REVISION

- Caniaux G., H. Giordani, J.-L. Redelsperger, **F. Guichard**, E. Key and M. Wade, 2010: Coupling between the Atlantic cold tongue, and the African monsoon in boreal spring and summer, *J. Climate*, en révision.
- Lafore J.-P., C. Flamant, **F. Guichard**, D. Parker, D. Bouniol, A. Fink, V. Giraud, M. Gosset, N. Hall, H. Höller, S. C. Jones, A. Protat, R. Roca, F. Roux, F. Saïd, C. Thorncroft, 2010: Progress in understanding of weather systems in West Africa. *Atmos. Sci. Lett.*, en révision.
- Marie Lothon, M., B. Campistron, M. Chong, F. Couvreux, F. Guichard, C. Rio and E. Williams, 2010: Life cycle of a mesoscale circular gust front observed by a C-band Doppler radar in West Africa. *Mon. Wea. Rev.*, en révision.
- Séguis, L., Boulain, N., Cappelaere, Favreau, G., Galle, S., Hiernaux, P., Mougin, É., Peugeot, C., Ramier, D., Seghieri, J., B., Cohard, J.M., Demarez V., Demarty, J., Descroix, L., Descloitres, M., Grippa M., **Guichard F.**, Guyot, A., S., Kamagaté, B., Kergoat L., Lebel, T., Le Dantec V., Le Lay, M., Massuel, S., Timouk, F., Trichon V, 2010: Contrasted land surface processes along a West African rainfall gradient. *Atmos. Sci. Lett.*, en révision.
- Taylor, C. M., D. J. Parker, N. Kalthoff, M. A. Gaertner, N. Philippon, S. Bastin, P. P. Harris, A. Boone, **F. Guichard**, C. Flamant, J.-Y. Grandpeix, P. Cerlini, M. Baldi, L. Descroix, H. Douville, J. Polcher, A. Agusti-Panareda, 2010: New Perspectives on Land-Atmosphere Feedbacks from the African Monsoon Multidisciplinary Analysis (AMMA). *Atmos. Sci. Lett.*, en révision.

#### ARTICLES SOUS PRESSE

- Bock, O., **F. Guichard**, A. Agusti-Panareda, A. Beljaars, A. Boone, R. Meynadier, M. Nuret, J.-L. Redelsperger, P. Roucou, 2010: The large scale water cycle of the West African Monsoon. *Atmos. Sci. Lett.*, n/a. doi: 10.1002/asl.288  
(online ici: <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/asl.288/abstract>)
- van Heerwaarden, C.C., J. Vila-Guerau de Arellano, A. Gounou, F. Couvreux and **F. Guichard**, 2010: Understanding the daily cycle of surface evapotranspiration: a new method to quantify the influence of forcings and feedbacks. *J. Hydromet.* doi: 10.1175/2010JHM1272.1  
(<http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/2010JHM1272.1?prevSearch=&searchHistoryKey=>)
- Peugeot, C., **F. Guichard**, O. Bock, D. Bouniol, M. Chong, A. Boone, B. Cappelaere, S. Galle, M. Gosset, L. Séguis, A. Zannou and J.-L. Redelsperger, 2010: Meso-scale water cycle within the West African Monsoon. *Atmos. Sci. Lett.* 10.1002/asl.309
- Ruti, P. M., J. Williams, F. Hourdin, **F. Guichard**, A. Boone, P. Van Velthoven, F. Favot, I. Musat, M. Rumukkainen, M. Domínguez, M. Á. Gaertner, J.-P. Lafore and J. Polcher, 2010: Modeling the West African climate system: systematic errors and future steps. *Atmos. Sci. Lett.*, accepté.

#### ARTICLES PUBLIES

-----2010-----

- Agusti-Panareda A., A. Beljaars, M. Ahlgrimm, G. Balsamo, O. Bock, R. Forbes, A. Ghelli, **F. Guichard**, M. Köhler, R. Meynadier and J.-J. Morcrette, 2010: The ECMWF re-analysis for the AMMA observational campaign. submitted to *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* **136**, 1457–1472. doi: 10.1002/qj.662
- Bain, C. L., D. J. Parker, C. M. Taylor, L. Kergoat and **F. Guichard**, 2010: Observations of the nocturnal boundary layer associated with the West African monsoon, *Mon. Wea. Rev.*, **138**, 3142–3156. doi: 10.1175/2010MWR3287.1

- Couvreux, F., **F. Guichard**, O. Bock, B. Campistron, J.-P. Lafore, J.-L. Redelsperger, 2010 : Synoptic variability of the monsoon flux over West Africa prior to the onset, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **136**, 159–173. doi: 10.1002/qj.473
- Guichard, F.**, N. Asencio, C. Peugeot, O. Bock, J.-L. Redelsperger, X. Cui, M. Garvert, B. Lamptey, E. Orlandi, J. Sander, F. Fierli, M. A. Gaertner, S. Jones, J.-P. Lafore, A. Morse, M. Nuret, A. Boone, G. Balsamo, P. de Rosnay, B. Decharme, P. P. Harris, J.-C. Bergès, 2010: An intercomparison of simulated rainfall and evapotranspiration associated with a mesoscale convective system over West Africa. *Wea. Forecasting*, **25**, 37-60. doi: 10.1175/2009WAF2222250.1
- Hourdin, F., I. Musat, **F. Guichard**, F. Favot, P. Marquet, A. Boone, J.-P. Lafore, J.-L. Redelsperger, P. Rutu, A. Dell'Aquila, T. Losada Doval, A. Khadre Traore and H. Gallee, 2010 : AMMA-Model Intercomparison Project, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, doi : 10.1175/2009BAMS2791.1
- Lafore, J.-P., C. Flamant, V. Giraud, **F. Guichard**, P. Knippertz, J.-F. Mahfouf, P. Mascart, E. Williams, 2010: Advances in understanding atmospheric processes over West Africa through the AMMA field campaign. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* doi: 10.1002/qj.583
- Meynadier, R., O. Bock, **F. Guichard**, A. Boone, P. Roucou and J.-L. Redelsperger, 2010: The West African Monsoon water cycle. Part I: a hybrid water budget dataset. *J. Geophys. Res.*, **115**, D19106, doi:10.1029/2010JD013917
- Meynadier, R., O. Bock, S. Gervois, F. Guichard, J.-L. Redelsperger, A. Agusti-Panareda and A. Beljaars, 2010: The West African Monsoon water cycle. Part II: assessment of NWP water budgets. *J. Geophys. Res.*, **115**, D19107, doi:10.1029/2010JD013919

-----2009-----

- Agusti-Panareda, A., D. Vasiljevic, A. Beljaars, O. Bock, **F. Guichard**, M. Nuret, A. Garcia Mendez, E. Andersson, P. Bechtold, A. Fink, H. Hersbach, J.-P. Lafore, J.-B. Ngamini, D. J. Parker, J.-L. Redelsperger, A. Tompkins, 2009: Radiosonde humidity bias correction over the West African region for the special AMMA reanalysis at ECMWF, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **135**, 595 - 617. doi: 10.1002/qj.396
- Boone, A., P. de Rosnay, G. Balsamo, A. Beljaars, F. Chopin, B. Decharme, C. Delire, A. Ducharme, S. Gascoin, **F. Guichard**, Y. Gusev, P. Harris, L. Jarlan, L. Kergoat, E. Mougin, O. Nasonova, A. Norgaard, T. Orgeval, C. Ottlé, I. Pocard-Leclercq, J. Polcher, I. Sandholt, S. Saux-Picart, C. Taylor and Y. Xue, 2009 : The AMMA Land Surface Model Intercomparison Project (ALMIP), *Bull. Atmos. Meteor. Soc.*, **90**, 1865–1880. doi: 10.1175/2009BAMS2786.1
- Couvreux, F., **F. Guichard**, P. Austin and F. Chen, 2009 : Nature of the mesoscale boundary-layer height and water-vapor variability observed the 14 June 2002 during the IHOP 2002 campaign, *Mon. Wea. Rev.*, **137**, 414-432. doi: 10.1175/2008MWR2367.1
- Frappart, F. P. Hiernaux, **F. Guichard**, E. Mougin, L. Kergoat, M. Arjounin, F. Lavenue, M. Koité, J.-E. Paturel and T. Lebel, 2009 : Rainfall regime over the Sahelian climate gradient in the Gourma, Mali, *J. Hydrology*, **375**, 128-142 . doi: 10.1016/j.jhydrol.2009.03.007
- Guichard, F.**, L. Kergoat, E. Mougin, F. Timouk, F. Baup, P. Hiernaux and F. Lavenue , 2009 : Surface thermodynamics and radiative budget in the Sahelian Gourma: seasonal and diurnal cycles, *J. Hydrology*, **375**, 161-177. doi: 10.1016/j.jhydrol.2008.09.007
- Mougin, E. P. Hiernaux, L. Kergoat, M. Grippa, P. de Rosnay, F. Timouk, V., Le Dantec, V. Demarez, F. Lavenue, M. Arjounin, T. Lebel, N. Soumaguel, E., Ceschia, B. Mougenot, F. Baup, F. Frappart, P.L. Frison, J. Gardelle, C. Gruhier, L. Jarlan, S. Mangiarotti, B. Sanou, Y. Tracol, **F. Guichard**, V. Trichon, L., Diarra, A. Soumaré, M. Koité, F. Dembélé, C. Lloyd, N.P. Hanan, C. Damesin, C. Delon, D. Serça, C. Galy-Lacaux, J. Seghier, S. Becerra, H. Dia, F., Gangneron and P. Mazzega, 2009 : The AMMA-CATCH Gourma observatory site in Mali: Relating climatic variations to changes in vegetation, surface hydrology, fluxes and natural resources, *J. Hydrology*, **375**, 14-33. doi : 10.1016/j.jhydrol.2009.06.045

-----2008-----

- Bock, O., M.N. Bouin, E. Doerflinger, P. Collard, F. Masson, R. Meynadier, S. Nahmani, M. Koité, K. Gaptia Lawan Balawan, F. Didé, D. Ouedraogo, S. Pokperlaar, J.-B. Ngamini, J.P. Lafore, S. Janicot, **F. Guichard** and M. Nuret, 2008: The West African Monsoon observed with ground-based GPS receivers during AMMA, *J. Geophys. Res.*, **113** (D21105). doi : 10.1029/2008JD010327

### VIII. production scientifique

- Nuret, M., J.-P. Lafore, O. Bock, **F. Guichard**, A. Agusti-Panareda, J.-B. N'Gamini and J.-L. Redelsperger., 2008: Correction of humidity bias for Vaisala RS80 sondes during AMMA 2006 Observing Period, *J. Atmos. Ocean. Tech.*, **25**, 2152-2158. doi: 10.1175/2008JTECHA1103.1
- Söhne, N., J.-P. Chaboureaud and **F. Guichard**, 2008: Verification of cloud cover forecast with satellite observation over West Africa, *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 4421–4434. doi: 10.1175/2008MWR2432.1
- Samain O., L. Kergoat, P. Hiernaux, **F. Guichard**, E. Mougin, F. Timouk, and F. Lavenu, 2008: Analysis of the in-situ and MODIS albedo variability at multiple time scales in the Sahel, *J. Geophys. Res.*, **113**, D14119, doi:10.1029/2007JD009174, 2008 (16 pp).

#### -----2007-----

- Bock, O., **F. Guichard**, S. Janicot, J. P. Lafore, M.-N. Bouin, and B. Sultan, 2007: Multiscale analysis of precipitable water vapor over Africa from GPS data and ECMWF analyses, *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L09705 (6 pp), doi:10.1029/2006GL028039, 2007131.
- Bock, O., M.-N. Bouin, A. Walpersdorf, J.P. Lafore, S. Janicot, **F. Guichard**, A. Agusti-Panareda, 2008: Comparison of ground-based GPS precipitable water vapour to independent observations and NPW model re-analyses over Africa, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **133**, 2011-2027.
- Couvreur F., **F. Guichard**, J.-L. Redelsperger, V. Masson, 2007: Negative water vapour skewness and dry tongues in the convective boundary layer: observations and LES budget analysis. *Boundary-Layer Meteorol.*, **23(2)**, 269–294.
- Lothon, M., F. Couvreur, S. Donier, **F. Guichard**, P. Lacarrère, D. H. Lenschow, J. Noilhan, F. Saïd, 2007: Impact of coherent eddies on airborne measurements of vertical turbulent fluxes. *Boundary-Layer Meteorol.*, **124**, 425–447, doi: 10.1007/s10546-007-9182-9
- 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. Atmos. Sci.*, **64**, 4131-4143.

#### -----2005-----

- Couvreur, 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, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **131**, 2665-2693.
- Yano, J.-I., J.-P. Chaboureaud and **F. Guichard**, 2005: A generalization of CAPE into potential energy convertibility, *Quart. J. Roy. Meteor.*, **131**, 861-876.
- Yano, J.-I., J.-P. Lafore, J.-L. Redelsperger, P. Bechtold and **F. Guichard**, 2005: Mode decomposition method as a methodology for developing convective-scale representations in global models, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **131**, 2313-2336.

#### -----2004-----

- Chaboureaud, J.-P., **F. Guichard**, J.-L. Redelsperger and J.-P. Lafore, 2004: Role of stability and moisture on the development of convection. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **130**, 3105-3117.
- Guichard, F.**, J. C. Petch, J.-L. Redelsperger, P. Bechtold, J.-P. Chaboureaud, S. Cheinet, W. Grabowski, H. Grenier, C. J. Jones, M. Koehler, J.-M. Piriou, R. Tailleux and M. Tomasini, 2004: Modelling the diurnal cycle of deep precipitating convection over land with CRMs and SCMs. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **130**, 3139-3172.
- Yano, J.-I., **F. Guichard**, J.-P. Lafore, J.-L. Redelsperger and P. Bechtold, P. 2004: Estimations of mass fluxes for cumulus parameterizations from high-resolution spatial data. *J. Atmos. Sci.*, **61**, 829–842.
- Yano, J.-I., P. Bechtold, J.-L. Redelsperger and **F. Guichard**, 2004: Wavelet-compressed representation of deep moist convection. *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 1472-1486.

#### -----2003-----

- Guichard, F.**, Parsons, D., Dudhia, J., et Bresh, J., 2003: Evaluating mesoscale model predictions and parameterisations against SGP ARM data on a seasonal time scale. *Mon. Wea. Rev.*, **131**, 926-944.

-----2002-----

- Flamant, C., **Guichard, F.**, van Baelen, J., Bock, O., Couvreur, F., Parsons, D., Weckwerth, T., Pelon, J., Drobinski, P., Lhomme, K., Guenno, M., et Doerflinger, E., 2002: La campagne IHOP, ou comment mieux connaître et comprendre les causes de la variabilité spatio-temporelle (4-D) de la vapeur d'eau dans la couche limite atmosphérique ainsi que son rôle et ses implications pour le déclenchement de la convection, *La Météorologie*, **43**, 38-47.
- Gregory, D., and **F. Guichard**, 2002: Aspects of the parametrization of organized convection: contrasting cloud resolving model and single column realizations, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **128**, 625-646.
- Redelsperger, J.-L., Parsons, D., et **Guichard, F.**, 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.
- Xu, K.-M., Cederwall, R. T., Donner, L. J., **Guichard, F.**, Grabowski, W. W., Johnson, D. E., Khairoutdinov, Krueger, S. K., L., Petch, J., C., Randall, D. A., Seman, C. J., Tao, W.-K., Xie, S. C., Yio, J. J., et Zhang, M.-H., 2001: An intercomparison of cloud-resolving models with the ARM summer 1997 IOP data, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **128**, 593-624.

-----2001-----

- Bechtold, P., Bazile, E., **Guichard, F.**, Mascart, P., et Richard, E., 2001: A mass flux convection scheme for regional and global models, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **127**, 869-886.

-----2000-----

- Bechtold, P., Redelsperger, J.-L., Beau, I., Blackburn, M., Brinkop, S., Grandpeix, J.-Y., Grant, A., Gregory, D., **Guichard, F.**, Hoff, C., et Ioannidou, E., 2000: A GCSS model intercomparison for a tropical squall line observed during TOGA-COARE. Part II: Intercomparison of SCMs with CRM, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **126**, 865-888.
- Guichard, F.**, Parsons D., et Miller E., 2000: Thermodynamical and radiative impact of the correction of sounding humidity bias in the Tropics, *J. Climate*, **13**, 3611-3624.
- Guichard, F.**, Redelsperger, J. -L., et Lafore, J.-P., 2000: Cloud-resolving simulation of convective activity during TOGA-COARE: Sensitivity to external sources of uncertainties, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **126**, 3067-3096.
- Redelsperger, J.-L., Brown, P.R.A., Hoff, C., **Guichard, F.**, Kawasima, M., Lang S., Montmerle Th, Nakamura, K., Saito, K., Seman, C., Tao, W.K. et Donner, L.J., 2000: A GCSS model intercomparison for a tropical squall line observed during TOGA-COARE. Part I: Cloud-resolving models, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **126**, 823-864.
- Redelsperger, J.-L., **Guichard, F.**, et Mondon, S., 2000: A parameterization of mesoscale enhancement of surface fluxes for large-scale models, *J. Climate*, **13**, 402-421.

-----1997-----

- Guichard, F.**, Lafore, J.-P. et Redelsperger, J.-L., 1997: Thermodynamical impact and internal structure of a tropical convective cloud system, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **123**, 2297-2324.

-----1996-----

- Guichard, F.**, Lafore, J.-P., Redelsperger, J.-L., et Jabouille, P., 1996: Impact thermodynamique d'un ensemble de nuages simulé explicitement, *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences IIa*, **323(1)**, 17-24.
- Guichard, F.**, Redelsperger, J. -L., et Lafore, J.-P., 1996: The behaviour of a cloud ensemble in response to external forcings, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **122**, 1043-1073.

## 2) AUTRES DOCUMENTS

- Guichard, F.**, F. Couvreur and A. Gounou, 2010: The impacts of contrasting atmospheric thermodynamics on surface-convection interactions across West-Africa. AMMA-EU deliverable D.2.1.A.e, 25 pages.

- Guichard, F.**, F. Couvreux, C. Rio, D. Bouniol, A. Gounou, B. Campistron, M. Chong and M. Lothon, 2010: The 10 July 2006 case-study : data analysis, modelling set up and LES results, AMMA-EU deliverable D.2.1.A.k, 28 pages.
- Guichard, F.**, F. Couvreux and C. Rio, 2010: The 10 July 2006 case-study : Large-scale and single column modeling, AMMA-EU deliverable D.2.1.A.l, 20 pages.
- Guichard, F.**, A. Gounou, F. Couvreux, C. Rio, 2010: Results from analysis/simulation of SOP 2006 events: diurnal cycle, AMMA-EU deliverable D.1.2.2.1.d, 28 pages.
- Guichard, F.**, 2009: What can we learn from AMMA about physical processes and models? in ECMWF annual seminar, *Parametrization of subgrid physical processes, Proceedings*, pp 283-308, 1 - 4 September 2008, Reading, Royaume-Uni.  
[http://www.ecmwf.int/newsevents/meetings/annual\\_seminar/2008/presentations/index.html](http://www.ecmwf.int/newsevents/meetings/annual_seminar/2008/presentations/index.html)  
[http://www.ecmwf.int/newsevents/meetings/annual\\_seminar/2008/presentations/Guichard\\_v2.pdf](http://www.ecmwf.int/newsevents/meetings/annual_seminar/2008/presentations/Guichard_v2.pdf)  
[http://www.ecmwf.int/publications/library/ecpublications/\\_pdf/seminar/2008/Guichard.pdf](http://www.ecmwf.int/publications/library/ecpublications/_pdf/seminar/2008/Guichard.pdf)
- Guichard, F.**, L. Kergoat, Y. Traoré, E. Mougin, F. Timouk and O. Bock, 2008: The daytime boundary layer of the central Sahel inferred from multiday tethered balloon and kite data, AMMA-EU deliverable D.2.1.A.i, 26 pages.
- Thorncroft, C.D., J-P Lafore, G Berry, R Roca, **F Guichard**, M. Tomasini, N. Asencio, 2007: Overview of African weather systems during the summer 2006. Newsletter of the Climate Variability and Predictability Programme (CLIVAR), No 41 (volume 12, n°2) [pages 18-20 and 15 of the CLIVAR #41 newsletter]  
[http://eprints.soton.ac.uk/45355/1/Exchanges\\_41.pdf](http://eprints.soton.ac.uk/45355/1/Exchanges_41.pdf)
- Guichard, F.**, P. Roucou, O. Bock, P. Ruti, S. Marullo, and F. Fierli, 2006: First estimate of the water budget at regional scale for selected situations. AMMA-EU deliverable D1.2.1a, 30 pages.

### 3) SÉMINAIRES ET CONFÉRENCES INVITÉS, SOLLICITÉS

- Redelsperger, J.-L. et **Guichard, F.**, 1996: Studies of cloud processes applied to the problem of parametrization in climate models. EGS XXI General Assembly, Ann. Geophys., Supplement II to volume 14, 6-10 may 1996, Den Haag, Pays-Bas. (solicited, presented by FG).
- Guichard, F.**, 1998: Séminaire EUCREM au *Met Office*, Bracknell, Royaume-Uni.
- Gregory, D. and **F. Guichard**, 1998: Explicit and parametrized representation of mesoscale organized convection. séminaire ECMWF, janvier 1998, Reading, Royaume-Uni.
- Guichard, F.**, J. Petch, I. Beau, J.-P. Chaboureaud, J.-Y. Grandpeix, H. Grenier, C. Jakob, C. Jones, J.-P. Lafore, J.-L. Redelsperger, J.-F. Royer, R. Tailleux et M. Tomasini, 2002: EUROCS activity toward the diurnal cycle of deep convection over land, *European Geophysical Society XXVII General Assembly*, 21-26 avril 2002, Nice, France (solicited).
- Redelsperger, J.-L. et **F. Guichard**, 2004: EUROCS in retrospect. Geophysical Turbulence Program Colloquium: the cumulus parameterization problem in the context of turbulence studies, 23-25 février 2004, Boulder, Colorado, Etats-Unis.
- Guichard, F.**, 2004, série de trois séminaires:  
Various links between water vapour and convection  
<http://burza.igf.fuw.edu.pl/console/files/F.G.lecture3.pdf>  
The diurnal cycle of convection: current knowledge  
<http://burza.igf.fuw.edu.pl/console/files/F.G.lecture1.pdf>  
The diurnal cycle of convection: modelling issues  
<http://burza.igf.fuw.edu.pl/console/files/F.G.lecture2.pdf>

## VIII. production scientifique

*Summer workshop on Physical Mechanisms of Climate Change*, organisé par le Centre of Excellence in Small Scale Atmospheric Research, Institute of Geophysics, Warsaw University, 21-24 juin 2004, Piaski, Pologne (<http://cessar.fuw.edu.pl/en/>).

**Guichard, F.**, 2005: Atmospheric water budget of the west African monsoon : accuracy and modeling issues, 18 novembre 2005, *Met Office*, Exeter, Royaume-Uni.

**Guichard, F.**, F. Couvreux, J.-L. Redelsperger, J.-L. Lafore et M. Tomasini, 2005: significance of subgrid-scale parametrization for cloud resolving modelling. *EGU general assembly 2005*, 24-29 avril 2005, Vienne, Autriche (sollicité). <http://www.cosis.net/abstracts/EGU05/01009/EGU05-J-01009-1.pdf>

**Guichard, F.**, 2007: low-level thermodynamical profiles over West Africa: specificities and their potential importance for surface-convection interactions, 21 février 2007, *Université de Leeds*, Leeds, Royaume-Uni.

**Guichard, F.**, and Lafore, J.-P., 2007: Atmospheric dynamics over West Africa during the AMMA 2006 SOP campaign *European Geosciences Union General Assembly 2007*, Vienna, Austria, 15-20 April 2007 (sollicité).

**Guichard, F.**, 2008 : What can we learn from AMMA about physical processes and models? in ECMWF annual seminar, *Parametrization of subgrid physical processes*, 1 - 4 September 2008, Reading, Royaume-Uni. [http://www.ecmwf.int/newsevents/meetings/annual\\_seminar/2008/presentations/Guichard\\_v2.pdf](http://www.ecmwf.int/newsevents/meetings/annual_seminar/2008/presentations/Guichard_v2.pdf)

**Guichard, F.**, 2009 : Bilans d'eau. *Les Journées Scientifiques ICARE*, Université de Paris VI, 8 et 9 octobre 2009. [http://www.icare.univ-lille1.fr/highlights/journees\\_ICARE/](http://www.icare.univ-lille1.fr/highlights/journees_ICARE/)

**Guichard, F.**, 2010 : Couplings between surface energy balance, thermodynamics and boundary layer properties in the Sahel. *Workshop on Atmosphere-soil-vegetation couplings at boundary layer and meso-scales*, Université de Wageningen, Pays-Bas, 11 mars 2010.

## 4) CONFÉRENCES et COLLOQUES

### 2010

Bock, O., **F. Guichard** and the AMMA water cycle Team, 2010: The water cycle at large scale over West Africa: an updated view from the AMMA project. EGU2010-13962. *European Geosciences Union, General Assembly 2009*, Vienne, Austria, 2 – 7 May 2010.

Bouniol, D., F. Couvreux, **F. Guichard** and E. J. O'Connor, 2010: Documentation of cloud characteristics inferred from ground and satellite measurements within west Africa. 13th conference on cloud physics, atmospheric Radiation, 28 June–2 July 2010, Portland, OR, USA.

Caniaux, G., P. Brandt, H. Giordani, J.-L. Redelsperger, **F. Guichard**, Erica Key, A. Funk and Malick Wade, 2010: Link between the onset of the Atlantic cold tongue and the West African monsoon. EGU2010-1789. *European Geosciences Union, General Assembly 2009*, Vienne, Austria, 2 – 7 May 2010.

Couvreux, F., **F. Guichard**, O. Bock, B. Campistron, J. P. Lafore and J. -. L. Redelsperger, 2010: Synoptic variability of the monsoon flux over West Africa prior to the onset. 9th conference on hurricanes and tropical meteorology, 10-14 May 2010, Tucson, AZ, USA.

Gounou, A., Couvreux, **F. Guichard**, C. M. Taylor, R. Ellis and P. Harris, 2010: Initiation of deep convection and surface properties over West Africa: a satellite based study. 9th conference on hurricanes and tropical meteorology, 10-14 May 2010, Tucson, AZ, USA.

**Guichard, F.**, Frappart, P. Hiernaux, L. Kergoat, E. Mougin, M. Arjounin, M. Koité, T. Lebel, O. Bock, and R. Meynadier, 2010: A multi-scale analysis of in-situ precipitation data across the Sahelian Gourma. EGU2010-9271. *European Geosciences Union, General Assembly 2009*, Vienne, Austria, 2 – 7 May 2010.

**Guichard, F.**, C. Rio, F. Couvreux, A. Gounou, M. Lothon, D. Bouniol, B. Campistron, and M. Chong, 2010: An AMMA case-study of banal daytime convection over semi-arid land featuring distinctive modelling issues. EGU2010-6599. *European Geosciences Union, General Assembly 2009*, Vienne, Austria, 2 – 7 May 2010.

- Guichard, F.**, J. -. P. Lafore, N. Asencio, C. Peugeot, O. Bock, J. -. L. Redelsperger, X. Cui, M. Garvert, B. L. Lamptey, E. Orlandi, J. Sander, F. Fierli, M. A. Gaertner, S. C. Jones, A. Morse, A. Boone, M. Nuret, G. Balsamo, B. Decharme, P. de Rosnay, P. Harris, and J. -. C. Berges, 2010: Simulation of a convective rainfall event and associated water budget over West Africa: an intercomparison of mesoscale models. 9th conference on hurricanes and tropical meteorology, 10-14 May 2010, Tucson, AZ, USA.
- F. Guichard**, C. Rio, F. Couvreur, A. Gounou, M. Lothon, D. Bouniol, B. Campistron et M. Chong, 2010: La convection diurne au Sahel et sa modélisation: une étude de cas en conditions semi-arides. *Colloque Tropiques 2010*, 1-3 juin 2010, Toulouse, France.
- Lothon, M., F. Couvreur, **F. Guichard**, B. Campistron, M. Chong, C. Rio and E. Williams, 2010: Observation of deep convection initiation from shallow convection environment. EGU2010-11834. *European Geosciences Union, General Assembly 2009*, Austria, 2 – 7 May 2010.
- Ramier, D., **F. Guichard**, B. Cappelaere, L. Kergoat, J.-L. Roujean, S. Galle, N. Boulain, J.-M. Cohard, C. M. Taylor, and A. Agusti-Panareda, 2010: Evaluation of satellite LandSAF and SRB products, ECMWF ISF and AMMA re-analysis surface incoming radiation with AMMA flux station data: Role of clouds and aerosols. EGU2010-14326. *European Geosciences Union, General Assembly 2009*, Vienne, Austria, 2 – 7 May 2010.
- Taylor, C. M., A. Gounou, **F. Guichard**, P. Harris, R. Ellis and F. Couvreur, 2010: The impact of soil moisture on convective initiation in the Sahel. EGU2010-14934. *European Geosciences Union, General Assembly 2009*, Vienne, Austria, 2 – 7 May 2010.

## 2009

- Agusti Panareda, A., A. Beljaars, S. Bouffies Cloché, C. Cardinali, M. Dragosavac, M. Ahlgrimm, M. Kohler, R. Forbes, O. Bock, **F. Guichard**, M. Nuret, 2009: The special ECMWF reanalysis for the AMMA field experiment during the 2006 wet monsoon season. Third International AMMA Conference, July 20—24, Ouagadougou, Burkina Faso.
- Asencio, N., Lafore, J.-P., Boone, A., **Guichard, F.** & Favot, F. 2009. Land surface-atmosphere feedbacks analysis based on sensitivity experiments using cloud-resolving simulations for the 25-27 July, 2006, convective period over Niamey. Third International AMMA Conference, July 20—24, Ouagadougou, Burkina Faso
- Bock, O., R. Meynadier, **F. Guichard**, A. Boone, and A. Gounou, 2009: Diurnal cycle of the West African Monsoon water cycle: regional and seasonal variability. EGU2009-8638. European Geosciences Union, General Assembly 2009, Vienna, Austria, 19 – 24 April 2009.
- Bock, O., Meynadier, R., **Guichard, F.**, Boone, A. & Gounou, A. 2009. Diurnal cycle of the West African Monsoon water cycle: Regional and seasonal variability. Third International AMMA Conference, July 20—24, Ouagadougou, Burkina Faso
- Cerlini, P., J-P. Lafore, M. Tomasini, and **F. Guichard**, 2009: Study of convection in the WAM region using a R-C equilibrium approach. EGU2009-7042. European Geosciences Union, General Assembly 2009, Vienna, Austria, 19 – 24 April 2009.
- Boone, A., de Rosnay, P., Balsamo, G., Beljaars, A., Chopin, F., Delire, C., Decharme, B., Ducharme, A., Gascoin, S., **Guichard, F.**, Gusev, Y., Harris, P. P., Jarlan, L., Kergoat, L., Mougin, E., Nasonova, O., Norgaard, A., d' Orgeval, T., Ottlé, C., Pocard-Leclercq, I., Polcher, J., Sandholt, I., Saux-Picart, S., Taylor, C. & Xue, Y. 2009. The AMMA land surface model inter-comparison project: Summary of Phase 1 and Perspectives for Phase 2. Third International AMMA Conference, July 20—24, Ouagadougou, Burkina Faso.
- Caniaux, G., Giordani, H., Redelsperger, J.-L., Wade, M. & **Guichard, F.**, 2009. The Santa Helena anticyclone, the Atlantic cold tongue and the African monsoon. Third International AMMA Conference, July 20—24, Ouagadougou, Burkina Faso.
- Caniaux, G., **Guichard, F.**, Bourras, D., Key, E., Giordani, H. & Bourlès, B. 2009. Evaluation of sea surface flux fields from NWP models during the emplacement of the Atlantic Cold Tongue in 2006. Third International AMMA Conference, July 20—24, Ouagadougou, Burkina Faso.
- Caniaux, G., H. Giordani, **F. Guichard**, and M. Wade, 2009: Is there a link between the Atlantic Cold Tongue and the African Monsoon? EGU2009-2345. European Geosciences Union, General Assembly 2009, Vienna, Austria, 19 – 24 April 2009.
- Couvreur, F., Bouniol, D., Kamsu-Tamo, P.-H., Leplay, M., **Guichard, F.**, O'Connor, E., 2009: Documentation of cloud characteristics inferred from ground and satellite measurements within West Africa. EMS2009-



251. 9th EMS Annual Meeting, 9th European Conference on Applications of Meteorology (ECAM), 28 September – 2 October 2009, Toulouse, France.
- Couvreux, F., D. Bouniol, P.H. Kamsu Tamo, M. Leplay, **F. Guichard**, E. O'Connor, 2009: Documentation of cloud characteristics inferred from ground and satellite measurements within West Africa. Third International AMMA Conference, July 20—24, Ouagadougou, Burkina Faso.
- Couvreux, F., **Guichard, F.**, Bock, O., Campistron, B., Lafore, J.-P. & Redelsperger, J.-L. 2009. Synoptic variability of the monsoon flux over West Africa prior to the onset. Third International AMMA Conference, July 20—24, Ouagadougou, Burkina Faso.
- Couvreux, F.; Rio, C.; **Guichard, F.**, Gounou, A., Lothon, M., Campistron, B., Chong, M., Bouniol, D., 2009: The 10th of July 2006 over Niamey: A golden case of daytime moist convection in a semi-arid environment. EMS2009-215. 9th EMS Annual Meeting, 9th European Conference on Applications of Meteorology (ECAM), 28 September – 2 October 2009, Toulouse, France.
- Gervois, S., Bock, O., Meynadier, R., Agusti-Panareda, A. and **Guichard, F.** 2009. Comparison of dynamical features and atmospheric water budget terms from ECMWF operational analysis and AMMA reanalysis during the SOP 2006. Third International AMMA Conference, July 20—24, Ouagadougou, Burkina Faso.
- Gounou, A., Couvreux, F., **Guichard, F.**, Boone, A., Koehler, M., 2009: Observation and Modelling of Continental Diurnal Cycles in West Africa. EMS2009-263. 9th EMS Annual Meeting, 9th European Conference on Applications of Meteorology (ECAM), 28 September – 2 October 2009, Toulouse, France.
- Gounou, A., Couvreux, F., **Guichard, F.**, Boone, A. & Kohler, M. 2009. Observation and modelling of continental diurnal cycles in West Africa. Third International AMMA Conference, July 20—24, Ouagadougou, Burkina Faso.
- Gounou, A., **Guichard, F.**, Couvreux, F., Taylor, C., Harris, P. P. & Ellis, R. J. 2009. A satellite-based study on the links between soil moisture and initiation of convection. Third International AMMA Conference, July 20—24, Ouagadougou, Burkina Faso.
- Gounou, A., **Guichard, F.**, Couvreux, F., Taylor, C., Harris, P., Ellis, R., 2009: A satellite-based study of the links between soil moisture and convection initiation in West Africa. EMS2009-283. 9th EMS Annual Meeting, 9th European Conference on Applications of Meteorology (ECAM), 28 September – 2 October 2009, Toulouse, France.
- Guichard, F.**, M. Grippa, L. Kergoat, P. Hiernaux, E. Mougin, F. Timouk, and N. Delbart, 2009: Interannual variability of surface radiative fluxes and rainfall in the semi-arid Sahel. EGU2009-11618. European Geosciences Union, General Assembly 2009, Vienna, Austria, 19 – 24 April 2009.
- Guichard, F.**, L. Kergoat, E. Mougin, F. Timouk, O. Bock, and P. Hiernaux, 2009: Couplings between the seasonal cycles of surface thermodynamics and radiative fluxes in the semi-arid Sahel. EGU2009-11566. European Geosciences Union, General Assembly 2009, Vienna, Austria, 19 – 24 April 2009.
- Guichard, F.**, Kergoat, L., Gounou, A., Cappelaere, B., Galle, S., Mougin, E., Ramier, D., Timouk, F. & Lloyd, C. R. 2009. Couplings of surface thermodynamics and radiative fluxes across West Africa: an exploration in time and space from ground data. Third International AMMA Conference, July 20—24, Ouagadougou, Burkina Faso.
- Guichard, F.**, L. Kergoat, E. Mougin, F. Timouk, P. Hiernaux, 2009: Processes driving the coupled seasonal cycle of surface radiative fluxes and thermodynamics in a semi-arid Sahelian area. Water in a Changing Climate, Progress in Land-Atmosphere Interactions and Energy/Water Cycle Research, GEWEX/iLEAPS Parallel Science Conferences with Joint Sessions, Melbourne, Australia, 24-28 August 2009.
- Guichard, F.**, 2009: Bilan d'eau (thème Tropiques). Les Journées Scientifiques ICARE, Université de Paris VI, 8 et 9 octobre 2009.
- Guichard, F.**, Couvreux, F., Gounou, A., Nuret, M., 2009.: Roles of low-level thermodynamics on surface-convection interactions over West-Africa. EMS2009-272. 9th EMS Annual Meeting, 9th European Conference on Applications of Meteorology (ECAM), 28 September – 2 October 2009, Toulouse, France.
- Hourdin, F., Musat, I., Favot, F., **Guichard, F.**, and Ruti, P. M. 2009. The AMMA Model Intercomparison Project. Third International AMMA Conference, July 20—24, Ouagadougou, Burkina Faso.
- Kergoat, L., F. Timouk, P. Hiernaux, E. Mougin, E. Ceschia, C.R. Lloyd, C.M. Taylor, J.M. Cohard, **F. Guichard**, P. De Rosnay, V. Demarez, 2009: Surface energy balance in the Sahel and the role of lateral water redistribution. Third International AMMA Conference, July 20—24, Ouagadougou, Burkina Faso.
- Meynadier, R., Bock, O., **Guichard, F.**, Boone, A. & Redelsperger, J.-L. 2009. Investigation of the West African Monsoon water cycle from Numerical Weather Prediction models and elaborate products. Third International AMMA Conference, July 20—24, Ouagadougou, Burkina Faso.



- Meynadier, R., O. Bock, **F. Guichard**, A. Boone, and J.L. Redelsperger, 2009: Investigation of the West African Monsoon water cycle from Numerical Weather Prediction models and elaborate products. EGU2009-11741. European Geosciences Union, General Assembly 2009, Vienna, Austria, 19 – 24 April 2009.
- Nuret, M. J.P. Lafore, O. Bock, and **F. Guichard**, 2009: Correction of humidity bias for Vaisala RS80-A and MODEM sondes during AMMA 2006 observing period. EGU2009-14027. European Geosciences Union, General Assembly 2009, Vienna, Austria, 19 – 24 April 2009.
- Nuret, M., Bock, O., Lafore, J.-P., **Guichard, F.**, Parker, D. J., Fink, A. & Houngninou, E. 2009. Correction of humidity bias for Vaisala RS80-A and MODEM sondes during AMMA 2006 observing period. Third International AMMA Conference, July 20—24, Ouagadougou, Burkina Faso.
- Peugeot, C., M. Gosset, A. Zannou, **F. Guichard**, J.L. Redelsperger, 2009: One way coupling of meso scale hydrologic with atmospheric models: lessons from the 28 29 Aug 05 case study. Third International AMMA Conference, July 20—24, Ouagadougou, Burkina Faso.
- Ramier, D., **F. Guichard**, B. Cappelaere, L. Kergoat, S. Galle, F. Timouk, N. Boulain, J.M. Cohard, M. Grippa, C.M. Taylor, 2009: Impact of the monsoon on the downwelling surface radiative surface fluxes across West Africa: an evaluation of ECMWF IFS and satellite estimates with ground measurements. Third International AMMA Conference, July 20—24, Ouagadougou, Burkina Faso.
- Ramier, D., **F. Guichard**, B. Cappelaere, L. Kergoat, S. Galle, F. Timouk, N. Boulain, M. Boucher, C. Taylor, and A. Boone, 2009: Impact of the monsoon on downwelling surface radiative fluxes across West Africa : an evaluation of ECMWF-IFS and satellite estimates with ground measurements. EGU2009-10586. European Geosciences Union, General Assembly 2009, Vienna, Austria, 19 – 24 April 2009.
- Rio, C., Couvreur, F., **Guichard, F.**, Gounou, A., Lothon, M., Campistron, B., Chong, M. & Bouniol, D. 2009. The 10th of July 2006 over Niamey: a golden case of daytime moist convection in a semi-arid environment. Third International AMMA Conference, July 20—24, Ouagadougou, Burkina Faso.
- Rio, C., **F. Guichard**, F. Couvreur, M. Lothon, M. Chong, B. Campistron, and D. Bouniol, 2009: The 10th of July 2006 over Niamey: a Golden Case of Daytime Moist Convection in a Semi-Arid Environment. GCSS/CFMIP Joint Meeting: Vancouver, June 2009.
- Taylor, C. M., P. P. Harris, R.J. Ellis, A. Gounou, **F. Guichard**, D.J. Parker, L. Gantner, N. Kalthoff, M. Garvert, M.A. Gaertner, 2009: A new perspective on soil moisture – precipitation feedbacks from the African Monsoon Multidisciplinary Analyses. Water in a Changing Climate, Progress in Land-Atmosphere Interactions and Energy/Water Cycle Research, GEWEX/iLEAPS Parallel Science Conferences with Joint Sessions, Melbourne, Australia, 24-28 August 2009.

## **2008**

- Bock, O., R. Meynadier, **F. Guichard**, J.-P. Lafore, S. Janicot, M. N. Bouin, S. Nahmani, E. Doerflinger and F. Masson, 2008: Multiscale analysis of the West African Monsoon water cycle from GPS data and NWP models. European Geosciences Union General Assembly 2008, Vienna, Austria, 13–18 April 2008.
- Bock, O., R. Meynadier, **F. Guichard**, P. Roucou, A. Boone, J.L. Redelsperger, S. Janicot, 2008: Assessment of water budgets computed from NWP models and observational datasets during AMMA-EOP 28th Conference on Hurricanes and Tropical Meteorology. 27 avril-2 mai, Orlando, USA.
- Caniaux, G., **F. Guichard**, D. Bourras, E. Key, H. Giordani, A. Weill and B. Boulès, 2008: Evaluation of sea surface flux fields from NWP models. European Geosciences Union General Assembly 2008, Vienna, Austria, 13–18 April 2008.
- Couvreur, F., **F. Guichard**, O. Bock, J. P. Lafore, J. L. Redelsperger, M. Lothon, and F. Said, 2008: Taking the pulse of the monsoon flux over West Africa prior to the monsoon onset. 18th Conference on Boundary-Layers and Turbulence, 9–13 June 2008.
- Dell'Aquila A., F. Favot, **F. Guichard**, F. Hourdin, S. Janicot, T. Losada, I. Musat, R. Roca, and P. M. Ruti, 2008: How do the large-scale models represent the West African Monsoon mean state and variability (the AMMA-MIP experiment)? AMS 88th annual meeting, 20th Conference on Climate Variability and Change, New Orleans, USA, 20–24 January 2008.
- Guichard, F.**, 2008: What can we learn from AMMA about physical processes and models? ECMWF seminar 2008 on "Parametrization of subgrid physical processes", 1–4 September 2008, Reading, UK.
- Guichard, F.**, F. Couvreur, M. Nuret and A. Agusti-Panareda, 2008: Roles of low-level thermodynamics on surface-convection interactions over West-Africa. European Geosciences Union General Assembly 2008, Vienna, Austria, 13–18 April 2008.

- Lothon M., G. Canut, F. Saïd, **F. Guichard**, F.Couvreux, F. Lohou, B. Campistron, 2008: Processes involved in the Planetary Boundary Layer in the frame of the West African Monsoon. 18th Conference on Boundary-Layers and Turbulence, 9–13 June 2008.
- Meynadier, R., O. Bock, **F. Guichard**, P. Roucou and A. Boone, 2008: Assessment of water budgets computed from NWP models and observational datasets during AMMA–EOP. European Geosciences Union General Assembly 2008, Vienna, Austria, 13–18 April 2008.
- Nuret, N., J.-P. Lafore, O. Bock, **F. Guichard**, A. Agusti–Panareda, J.-B. N'Gamini and J.-L. Redelsperger, 2008: Correction of humidity bias for Vaisala RS80 sondes during AMMA 2006 Observing Period. European Geosciences Union General Assembly 2008, Vienna, Austria, 13–18 April 2008.
- Söhne, N., J.-P. Chaboureaud and **F. Guichard**, 2008: Forecast verification of cloud cover with satellite observation over West Africa. European Geosciences Union General Assembly 2008, Vienna, Austria, 13–18 April 2008.
- Nuret, M., Lafore, J.-P., Bock, O., **Guichard, F.**, Agusti-Panareda, A., Ngamini, J.-B. & Redelsperger, J.-L. Correction of humidity bias for Vaisala RS80-A sondes during AMMA 2006 Observing Period. Aladin Newsletter, 2008, 2152–2158.

## 2007

- Agusti-Panareda, A., E. Andersson, A. Beljaars, O. Bock, A. Fink, A. Garcia-Mendez, **F. Guichard**, H. Hersbach, M. Nuret, D. Parker, J.-L. Redelsperger, A. Tompkins, D. Vasiljevic, 2007: Radiosonde humidity bias correction over the West Africa for the special AMMA reanalysis at ECMWF. Second International AMMA Conference, 26-30 November 2007, Karlsruhe, Allemagne.
- Asencio, N., A. Boone, T. Pellarin, M. Chong, J.-P. Lafore, J.L. Redelsperger, **F. Guichard**, F.Couvreux, T. Lebel, P. Derosnay, M. Tomasini, F. Favot, 2007: Surface/atmosphere coupling: the 25-27 July 2006 case study. Second International AMMA Conference, 26-30 November 2007, Karlsruhe, Allemagne.
- Bock, O., **F. Guichard**, R. Meynadier, J.-P. Lafore, S. Janicot and M.N. Bouin, 2007: Diurnal cycle of precipitable water vapour observed by GPS over West Africa and its link with convection and precipitation. Second International AMMA Conference, 26-30 November 2007, Karlsruhe, Allemagne.
- Bock, O., Meynadier, R., **F. Guichard**, Roucou, P., Lafore, J.-P., Janicot, S., Bouin, M.N., Doerflinger, E., Masson, F., 2007: Precipitable water and water vapour transport over West Africa from GPS data and ECMWF analysis during the AMMA project. European Geosciences Union General Assembly 2007, Vienna, Austria, 15-20 April 2007.
- Bock, O., R. Meynadier, **F. Guichard**, P. Roucou, 2007: Investigation of regional water cycle with NWP models and observational data during AMMA. Second International AMMA Conference, 26-30 November 2007, Karlsruhe, Allemagne.
- Caniaux, G., **F. Guichard**, D. Bourras, E. Key, H. Giordani and B. Bourles, 2007: Evaluation of sea surface flux fields from NWP models in the Gulf of Guinea. Second International AMMA Conference, 26-30 November 2007, Karlsruhe, Allemagne.
- Couvreux, F., **F. Guichard**, M. Lothon, F. Saïd, 2007: Boundary-layer structures and budgets during a pulsation of the monsoon. Second International AMMA Conference, 26-30 November 2007, Karlsruhe, Allemagne.
- Couvreux F., **F. Guichard**, Masson V., Redelsperger J.-L., 2007: Negative water vapour skewness and dry tongues in the convective boundary layer: LES budget analysis. European Geosciences Union General Assembly 2007, Vienna, Austria, 15-20 April 2007.
- Guichard, F.**, C. Peugeot, O. Bock, J.-L. Redelsperger, N. Asencio, A. Boone, F. Chopin, X. Cui, M. Garvert, S. Jones, J. P. Lafore, B. Lamprey, K. Ramage, E. Orlandi and J. Sanders, 2007: Mesoscale simulations of MCSs: intercomparison of precipitation and surface evapotranspiration fields for the 27-28 August 2005 case study. Second International AMMA Conference, 26-30 November 2007, Karlsruhe, Allemagne.
- Guichard, F.**, Hourdin, F. Musat, I. Dell'Aquila, A. Ruti, PM, 2007: How do the large-scale models represent the West African Monsoon mean state and variability (the AMMA-MIP experiment)? European Geosciences Union General Assembly 2007, Vienna, Austria, 15-20 April 2007.
- Guichard, F.**, Kergoat, L., 2007: variability of the daytime sahelian boundary layer sampled at Agoufou via tethered balloon and kite flights in August 2006. European Geosciences Union General Assembly 2007, Vienna, Austria, 15-20 April 2007.
- Guichard, F.**, Lafore, J.-P., 2007: Atmospheric dynamics over West Africa during the AMMA 2006 SOP campaign (solicited). European Geosciences Union General Assembly 2007, Vienna, Austria, 15-20 April 2007.

- Guichard, F.**, 2007: Thermodynamical analysis from 2006 RS : variations along the season and geographical location and link with boundary layer structures, AMMA-EU and API-AMMA atmospheric processes (WP2.1) joined workshop, 3-5 juillet 2007, Paris, France.
- Guichard, F.**, L. Kergoat, O. Bock, F. Timouk and E. Mougin, 2007: Variability of the daytime sahelian boundary layer sampled at Agoufou via tethered ballon and kite flights in August 2006. Second International AMMA Conference, 26-30 November 2007, Karlsruhe, Allemagne.
- Hourdin, F., P. Ruti, **F. Guichard**, F. Favot, I. Musat, P. Marquet, T. Losada, A. Dell'Aquila, A. Traore, 2007: Evaluation and intercomparison of global and regional climate models in the frame of AMMA. Second International AMMA Conference, 26-30 November 2007, Karlsruhe, Allemagne.
- Kergoat, L., P. Hiernaux, F. Baup, N. Boulain, B. Cappelaere, J.-M. Cohard, L. Descroix, S. Galle, S. Guibert, **F. Guichard**, M. Grippa, T. Lebel, C. Lloyd, F. Lohou, E. Mougin, C. Ottle, D. Ramier, P. de Rosnay, D. Serca, O. Samain, S. Saut-Picard, C. Taylor, F. Timouk, V. Trichon, M. Zribi Land surface in AMMA, 2007 : Extending ecosystem, energy and water balance studies in space and time is sometimes surprising. Second International AMMA Conference, 26-30 November 2007, Karlsruhe, Allemagne.
- Meynadier, R., O. Bock, **F. Guichard**, P. Roucou, 2007: Intercomparison of water budgets from NWP model (re-)analyses and observational datasets during AMMA-EOP. Second International AMMA Conference, 26-30 November 2007, Karlsruhe, Allemagne.
- Nuret, M., J.-P. Lafore, A. Agusti-Panareda, N. Asencio, H. Benichou, O. Bock, F. Couvreur, F. Favot, **F. Guichard**, T. Montmerle, Y. Seity, 2007: Evaluation of some models operationally used during AMMA 2006 SOP: precipitation and convection-related fields. Second International AMMA Conference, 26-30 November 2007, Karlsruhe, Allemagne.
- Peugeot, C., **F. Guichard**, J.-L. Redelsperger, N. Asencio, O. Bock, X. Cui, F. Fierli, M. Garvert, M. Gosset, S. Jones, J.P. Lafore, B. Lamptey, M. Nuret, E. Orlandi, D. Parker, J. Sanders, M. Zampieri, 2007: The 28-29 Aug. 2005 community case study : results and perspectives for meso-scale coupling of atmospheric and hydrologic models for water cycle studies. Second International AMMA Conference, 26-30 November 2007, Karlsruhe, Allemagne.
- Samain, O; Hiernaux, P; Mougin, E; Timouk, F; Lavenu, F; **F. Guichard**, Kergoat, L, 2007: Sahelian albedo variability from in situ and MODIS data. European Geosciences Union General Assembly 2007, Vienna, Austria, 15-20 April 2007.
- Söhne, N., Chaboureau, J.-P., **F. Guichard**, 2007: Cloud system variability over West Africa in summer 2006 as seen from Meteosat Second Generation satellite and a regional forecast model. European Geosciences Union General Assembly 2007, Vienna, Austria, 15-20 April 2007.
- Söhne, N., J.-P. Chaboureau and **F. Guichard**, 2007: Forecast verification of cloud cover with satellite observation over West Africa. Second International AMMA Conference, 26-30 November 2007, Karlsruhe, Allemagne.

## 2006

- Bock, O.; Bouin, M.N.; Doerflinger, E.; Masson, F.; Collard, P.; Walpersdorf, A.; **Guichard, F.**, 2006: Analysis of precipitable water vapour from GPS data in West Africa: first results from the AMMA project. EGU General Assembly, Vienne, Autriche, avril 2006.

## 2005

- C. Bain, **F. Guichard**, L. Kergoat, D.J. Parker, C.M. Taylor, F. Baup, E. Mougin et Y. Traore: The nocturnal boundary layer of the west African monsoon in observations and numerical weather prediction models, *AMMA 1<sup>st</sup> international conference*, 28 novembre-4 décembre 2005, Dakar, Sénégal.
- Bock, O., M.N. Bouin, **F. Guichard**, A. Walpersdorf, E. Doerflinger et F. Masson, 2005: Analysis of total water vapour content from GPS data, radiosondes and numerical weather prediction models in West Africa. *AMMA 1<sup>st</sup> international conference*, 28 novembre-4 décembre 2005, Dakar, Sénégal (résumé étendu, 2 pages).
- Couvreur, F., **F. Guichard**, J.-L. Redelsperger, C. Flamant, J.-P. Lafore et V. Masson, 2005 : Simulations LES d'une couche limite convective: variabilité de la vapeur d'eau, *3<sup>ème</sup> réunion des utilisateurs de Méso-NH*, 7-8 mars 2005, Toulouse, France. [http://www.aero.obs-mip.fr/mesonh/dir\\_meetings/2005/couvreur.ppt](http://www.aero.obs-mip.fr/mesonh/dir_meetings/2005/couvreur.ppt)

- Couvreux, F., **F. Guichard**, J.-L. Redelsperger, C. Flamant, J.-P. Lafore et V. Masson, 2005 : Importance of dry intrusions for the water vapour variability in the convective boundary layer assessed by LES and observations, 5<sup>th</sup> Annual Meeting of the European Meteorological Society, 12-16 septembre 2005, Utrecht, Pays-Bas. [http://www.emetsoc.org/EMS5/0235\\_Couvreux\\_update.pdf](http://www.emetsoc.org/EMS5/0235_Couvreux_update.pdf)
- Flamant, C., F. Couvreux, T. M. Weckwerth, et **F. Guichard**, 2005: Moisture variability in the atmospheric boundary layer: a comparison of in situ and remote sensing measurements acquired during IHOP 2002 with Large-Eddy Simulations, 2<sup>nd</sup> symposium on lidar atmospheric applications, 9-13 janvier 2005, San Diego, Californie, Etats-Unis. [http://ams.confex.com/ams/Annual2005/techprogram/program\\_258.htm](http://ams.confex.com/ams/Annual2005/techprogram/program_258.htm)
- Guichard, F.**, 2005 : Utilisation de MésoNH en tant que CRM. 3<sup>ème</sup> réunion des utilisateurs de Méso-NH, 7-8 mars 2005, Toulouse, France (sollicité). [http://www.aero.obs-mip.fr/mesonh/dir\\_meetings/2005/guichard.ppt](http://www.aero.obs-mip.fr/mesonh/dir_meetings/2005/guichard.ppt)
- Guichard, F.**, F. Couvreux, J.-L. Redelsperger, J.-L. Lafore et M. Tomasini, 2005: significance of subgrid-scale parametrization for cloud resolving modelling. *EGU general assembly 2005*, 24-29 avril 2005, Vienne, Autriche (sollicité). <http://www.cosis.net/abstracts/EGU05/01009/EGU05-J-01009-1.pdf>
- Guichard, F.**, 2005: Cloud modelling within AMMA. 3<sup>rd</sup> Pan-GCSS meeting on Clouds, Climate and Models, 16-20 mai 2005, Athènes, Grèce. <http://www.gewex.org/gcss.html>, <http://www.convection.info/> [http://appconv.metoffice.com/GCSSWG4/MEETINGS/ATHENS2005/gcss\\_guichard2005.pdf](http://appconv.metoffice.com/GCSSWG4/MEETINGS/ATHENS2005/gcss_guichard2005.pdf)
- Guichard, F.**, F. Favot, F. Hourdin, I. Musat, J.-F. Guérémy, P. Marquet et P. Ruti, 2005: Signature of large-scale models along a meridian transect over West Africa: AMMA-CROSS, *AMMA 1<sup>st</sup> international conference*, 28 novembre-4 décembre 2005, Dakar, Sénégal (résumé étendu, 2 pages).
- Guichard, F.**, J.-P. Lafore, C. Pirou, N. Asencio, A. Boone et J.-L. Redelsperger Analysis of large-scale atmospheric water budget estimations over West Africa during the monsoon season, *AMMA 1<sup>st</sup> international conference*, 28 novembre-4 décembre 2005, Dakar, Sénégal (résumé étendu, 2 pages).
- Kergoat, L., E. Ceschia, **F. Guichard**, F. Baup, F. Lohou, V. Le Dantec, D. Epron, C. Damesin, P. De Rosnay, F. Timouk, F. Lavenu, J. Seghier, Y. Traore, H. Maïga et E. Mougin, 2005: Tethered balloon profiles in the nocturnal boundary layer and CO<sub>2</sub> fluxes in Sahelian Mali. *EGU general assembly 2005*, 24-29 avril 2005, Vienne, Autriche. <http://www.cosis.net/abstracts/EGU05/09428/EGU05-J-09428.pdf>
- Kergoat, L., **F. Guichard**, F. Baup, C. Bain, E. Ceschia, Y. Traore, F. Lohou, V. Le Dantec, D. Epron, C. Lloyd, F. Timouk, P. de Rosnay, F. Lavenu and E. Mougin, CO<sub>2</sub> surface fluxes from tethered balloon profiles in the nocturnal boundary layer, *AMMA 1<sup>st</sup> international conference*, 28 novembre-4 décembre 2005, Dakar, Sénégal (résumé étendu, 2 pages).
- Lothon, M., F. Couvreux, S. Donier, **F. Guichard**, J.P. Lacarrère et F. Saïd, 2005 : Organized structures in the Sahelian boundary layer during the transition period between the wet and dry seasons. *AMMA 1<sup>st</sup> international conference*, 28 novembre-4 décembre 2005, Dakar, Sénégal (résumé étendu, 2 pages).
- Luijting, H., J.-I. Yano et **F. Guichard**, 2005: analysis of the multiscale interactions of convection in the West African monsoon. *EGU general assembly 2005*, 24-29 avril 2005, Vienne, Autriche. <http://www.cosis.net/abstracts/EGU05/00762/EGU05-J-00762.pdf>

## 2004

- Couvreux, F., **F. Guichard**, J.-L. Redelsperger, C. Flamant, J.-P. Lafore, V. Masson, 2004: large eddy simulation of water vapour variability within a convective boundary layer: evaluation against observation, *Second International IHOP\_2002 Science Workshop*, 14-17 juin 2004, Toulouse, France. [http://www.atd.ucar.edu/dir\\_off/projects/2002/IHOPwsJun04/presentations.html](http://www.atd.ucar.edu/dir_off/projects/2002/IHOPwsJun04/presentations.html)
- Couvreux, F., **F. Guichard**, J.-L. Redelsperger, C. Flamant, J.-P. Lafore et V. Masson, 2004 : Analysis of the water vapor variability within the growing convective boundary layer over land with Large Eddy Simulations and IHOP-2002 observations. *16<sup>th</sup> Symposium on Boundary Layers and Turbulence*, 9-13 août 2004, Portland, Maine, Etats-Unis (résumé étendu, 2 pages).
- Guichard, F.**, 2004: Various links between water vapour and convection. *Summer workshop on Physical Mechanisms of Climate Change*, Centre of Excellence in Small Scale Atmospheric Research, Institute of Geophysics, Warsaw University, 21-24 juin 2004, Piaski, Pologne.
- Guichard, F.**, 2004: The diurnal cycle of convection: current knowledge. *Summer workshop on Physical Mechanisms of Climate Change*, Centre of Excellence in Small Scale Atmospheric Research, Institute of Geophysics, Warsaw University, 21-24 juin 2004, Piaski, Pologne.

**Guichard, F.**, 2004: The diurnal cycle of convection: modelling issues . *Summer workshop on Physical Mechanisms of Climate Change*, Centre of Excellence in Small Scale Atmospheric Research, Institute of Geophysics, Warsaw University, 21-24 juin 2004, Piaski, Pologne.

Tao, W.-K., D. E. Johnson, S. Krueger, L. Donner, J. Petch, J. Gregory, **F. Guichard**, J. L. Redelsperger, C. Seman, X. Wu, K. -. M. Xu, and M. A. Zulauf, 2004: Offline GCSS intercomparison study of cloud—radiation interaction and surface fluxes 26th Conference on Hurricanes and Tropical Meteorology. 2-7 mai 2004, Miami, USA.

[http://ams.confex.com/ams/26HURR/techprogram/paper\\_75387.htm](http://ams.confex.com/ams/26HURR/techprogram/paper_75387.htm)

### **2003**

**Guichard, F.**, J. C. Petch, J.-L. Redelsperger, P. Bechtold, J.-P. Chaboureaud, S. Cheinet, W. Grabowski, H. Grenier, C. J. Jones, M. Koehler, J.-M. Piriou, R. Tailleux et M. Tomasini, 2003 : Modelling the diurnal cycle of deep precipitating convection over land with CRMs and SCMs (EUROCS diurnal cycle case), *ARM/GCSS Cloud Meeting*, 27-31 octobre 2003, Broomfield, Colorado, Etats-Unis.

[http://www.mmm.ucar.edu/gcss-wg4/meetings/joint\\_7th/gcss\\_2003\\_eurocs\\_diurne\\_guichard\\_etal.pdf](http://www.mmm.ucar.edu/gcss-wg4/meetings/joint_7th/gcss_2003_eurocs_diurne_guichard_etal.pdf)

**Guichard, F.**, C. Flamant, J. van Baelen, O. Bock, F. Couvreux, D. Parsons, T. Weckwerth, J. Pelon, P. Drobinski, K. Lhomme et E. Doerflinger, 2003: Analysis of water vapour variability and its links with convection: some preliminary IHOP\_2002 results. *Geophysical Research Abstracts*, **5**, 11677, *EGS-AGU-EUG Joint Assembly*, Nice, France, 6-11 avril 2003.

Lhomme, K., C. Flamant, F. Couvreux, **F. Guichard**, T. Weckwerth, D. Bruneau, et J. Pelon, 2003 : Water vapor variability in the atmospheric boundary layer over the Southern Great Plains during IHOP 2002: DIAL observations and LES simulations. 6th International Symposium on Tropospheric Profiling, 14-20 septembre 2003 - Leipzig, Allemagne, 3 pp.

Yano, J.-I., P. Bechtold, J.-P. Chaboureaud, **F. Guichard**, J.-L. Redelsperger and J.-P. Lafore, 2003: New CRM diagnostics dedicated to convective parameterization, *ARM/GCSS Cloud Meeting*, 27-31 octobre 2003, Broomfield, Colorado, Etats-Unis.

[http://www.mmm.ucar.edu/gcss-wg4/meetings/joint\\_7th/gcss\\_2003\\_guichard\\_for\\_yano.ppt](http://www.mmm.ucar.edu/gcss-wg4/meetings/joint_7th/gcss_2003_guichard_for_yano.ppt)

### **2002**

**Guichard, F.**, Petch, J., Chaboureaud, J.-P., J.-L. Redelsperger, J.-L., Beau, I., Grenier, H., Jones, C., Jakob, C., Lafore, J.-P., Piriou, J.-M., and Tailleux, R., 2002: The diurnal cycle of deep convection over land: contribution from EUROCS, *GCSS-ARM meeting on the representation of cloud systems in large-scale models*, 20-24 mai 2002, Kananaskis, Alberta, Canada.

**Guichard, F.**, J. Petch, I. Beau, J.-P. Chaboureaud, J.-Y. Grandpey, H. Grenier, C. Jakob, C. Jones, J.-P. Lafore, J.-L. Redelsperger, J.-F. Royer, R. Tailleux et M. Tomasini, 2002: EUROCS activity toward the diurnal cycle of deep convection over land (présentation invitée), *European Geophysical Society XXVII General Assembly*, 21-26 avril 2002, Nice, France.

Yano, J.-I., Bechtold, P., Redelsperger, J.-L., et **Guichard, F.**, 2002: Towards a wavelet based convective representation for GCM: rationales and preliminary results, *Preprints of the 25th Conference on Hurricanes and Tropical Meteorology*, 29 avril-3 mai 2002, San Diego, Etats-Unis, 2 pages.

<http://ams.confex.com/ams/pdfview.cgi?username=37387>

Yano, J.-I., Bechtold, P., Redelsperger, J.-L., et **Guichard, F.**, 2002: Wavelet compression of the moist convection data, *European Geophysical Society XXVII General Assembly*, 21-26 avril 2002, Nice, France.

### **2001**

**Guichard, F.**, J.-L. Redelsperger, D. Gregory, J.-P. Lafore, D. Parsons et M. Tomasini, 2001: Contribution of cloud resolving modelling to an improved understanding and parameterisation of precipitation processes, *4<sup>th</sup> International Scientific Conference on the Global Energy and Water Cycle (GEWEX)*, 10-14 septembre 2001, Paris, France, 18 pages.

### **2000**

- Guichard, F.**, Parsons, D., et Dudhia, J., 2000: COARE simulations with the mesoscale model MM5: various sensitivities to physical parameterizations. *24<sup>th</sup> Conference on Hurricanes and Tropical Meteorology*, 29 mai-2 juin 2000, Fort Lauderdale, USA, pp. 344-345.
- Parsons, D., **Guichard, F.**, Miller, E., Cohn, S., Brown, W.O.J., et Yoneyama, K., 2000: A new look at an old problem: the diurnal cycle of rainfall over tropical oceans. *10<sup>th</sup> Conference on interaction of the sea and atmosphere*, 29 mai-2 juin 2000, Fort Lauderdale, USA, pp 5-6.
- Redelsperger, J.-L., Parsons, D., et **Guichard, F.**, 2000: Cloud-resolving and single column model simulations of a dry intrusion observed during TOGA-COARE. *24<sup>th</sup> Conference on Hurricanes and Tropical Meteorology*, 29 mai-2 juin 2000, Fort Lauderdale, USA, pp. 514-515.
- Redelsperger, J.-L., Beau, I., **Guichard, F.**, et Lorient, V., 2000: Improving GCM parameterizations in using CRM experiments. *Workshop on cloud processes and cloud feedbacks in large-scale models, WCRP-110, WMO/TD No.993*, 9-13 novembre 1999, Boulder, USA, pp. 102-111.
- Richardson, S., **Guichard, F.** et Lesht, B., 2000: The radiative impact of the radiosonde relative humidity bias. *Tenth ARM Science Team Meeting*, 13-17 mars 2000, San Antonio, USA.
- Xu, K.-M., Krueger, S. K., Donner, L. J., **Guichard, F.**, Grabowski, W., Johnson, D. E., Khairoutdinov, M., Petch, J., Randall, D. A., Seman, C. J., Tao, W.-K., Cederwall, R. T., Lazarus, S., Xie, S. C., Yio, J., et Zhang, M.-H., 2000: Cloud-Resolving Model Intercomparison with the ARM July 1997 IOP data. *Tenth ARM Science Team Meeting*, 13-17 mars 2000, San Antonio, USA, 16 pages.  
<http://www.arm.gov/docs/documents/technical/conf0003/xu2-km.pdf>.

#### 1999

- Guichard, F.**, Parsons, D., et Dudhia, J., 1999: Evaluation d'un modèle de méso-échelle à l'échelle saisonnière. *Atelier de Modélisation de l'atmosphère 1999*, 30 novembre-2 décembre 1999, Toulouse, pp. 111-114.
- Guichard, F.**, Parsons, D., et Miller, E., 1999: Impact thermodynamique et radiatif d'un biais sec dans les mesures d'humidité par radiosondes, *Atelier de Modélisation de l'atmosphère 1999*, 30 novembre-2 décembre 1999, Toulouse 1999, pp. 125-128.
- Guichard, F.**, Parsons, D., et Miller, E., 1999: The radiative impact of a correction for a sonde humidity bias over the tropical western Pacific. Ninth ARM Science Team Meeting, 22-26 mars 1999, San Antonio, USA, 7 pages.  
[www.arm.gov/docs/documents/technical/conf9903/guichard\(1\)-99.pdf](http://www.arm.gov/docs/documents/technical/conf9903/guichard(1)-99.pdf)
- Guichard, F.**, Parsons, D., et Dudhia, J., 1999: Evaluating mesoscale model predictions and parameterizations against SGP ARM data on a seasonal time scale. *Ninth ARM Science Team Meeting*, 22-26 mars 1999, San Antonio, USA, 11 pages. [www.arm.gov/docs/documents/technical/conf9903/guichard\(2\)-99.pdf](http://www.arm.gov/docs/documents/technical/conf9903/guichard(2)-99.pdf)
- Guichard, F.**, Dudhia, J. et Parsons, D., 1999: Improvement of MM5 surface fields with the RRTM longwave radiative scheme. *MM5 workshop*, Boulder, USA.

#### 1998

- Bechtold, P., Redelsperger, J.-L., Beau, I., Blackburn, M., Brinkop, S., Grandpeix, J.-Y., Grant, A., Gregory, D., **Guichard, F.**, Hoff, C., et Ioannidou, E., 1998: GCSS intercomparison of SCMs against CRM results for a tropical squall line observed during TOGA-COARE. *COARE 98 Conference, WCRP-107, WMO/TD-No.940*, 7-14 juillet 1998, Boulder, USA, pp. 349-350.
- Gregory, D. et **Guichard, F.**, 1998: Revision of the ECMWF Cloud parameterizations in light of GCSS studies of convection over the IFA of TOGA-COARE. *COARE 98 Conference, WCRP-107, WMO/TD-No.940*, 7-14 juillet 1998, Boulder, USA, pp. 359-360.
- Guichard, F.**, Redelsperger, J.-L., Hoff, C. et Lafore, J.-P., 1998: Thermodynamics of convective systems forced and unforced by large scale motions: common features. *COARE 98 Conference, WCRP-107, WMO/TD-No.940*, 7-14 juillet 1998, Boulder, USA, pp. 365-366.
- Guichard, F.** et Gregory, D., 1998: On the ability of cloud parameterizations to represent organized convection: A case study contrasting cloud resolving and single column model realization. *COARE 98 Conference, WCRP-107, WMO/TD-No.940*, 7-14 juillet 1998, Boulder, USA, pp. 215-216.
- Redelsperger, J.-L., Brown, P. R. A., Donner, L., **Guichard, F.**, Hoff, C., Kawasima, M., Lang, S., Montmerle, T., Nakamura, K., Saito, K., Seman, C., et Tao, W. K., 1998: A GCSS model intercomparison for a tropical



### VIII. production scientifique

squall line observed during TOGA-COARE. Part I: Cloud-Resolving Models. *COARE 98 Conference, WCRP-107, WMO/TD-No.940*, 7-14 juillet 1998, Boulder, USA, pp. 347-348.

Redelsperger, J.-L., Mondon, S., **Guichard, F.**, et Jabouille, P., 1998: Parameterization of mesoscale enhancement of surface fluxes in GCMs. *COARE 98 Conference, WCRP-107, WMO/TD-No.940*, 7-14 juillet 1998, Boulder, USA, pp. 355-356.

Redelsperger, J.-L., Mondon, S. et **Guichard, F.**, 1998: Parameterization of mesoscale enhancement of surface fluxes in General Circulation Models. *Ninth Conference on interaction of the sea and atmosphere*, 11-16 janvier 1998, Phoenix, USA, pp. 98-102.

#### 1997

**Guichard, F.**, Redelsperger, J.-L., Hoff, C. et Lafore, J.-P., 1997: Cloud resolving modelling and the impact of physical parametrizations for several cloud systems observed during TOGA-COARE. *WMO report: "Measurement of Cloud Properties for Forecasts of Weather, Air quality and Climate", WMP report 30*, 23-27 juin 1997, Mexico, Mexique, pp. 357-362.

**Guichard, F.**, Hoff, C., Redelsperger, J.-L. et Lafore, J.-P., 1997: Budgets of cloud systems observed during TOGA-COARE. *Preprints volume of the 22nd Conference on Hurricanes and Tropical Meteorology*, 19-23 mai 1997, Fort Collins, USA, pp. 168-169.

#### 1996

**Guichard, F.**, Lafore, J.-P. et Redelsperger, J.-L., 1996: Internal behaviour of a deep convective cloud system observed during TOGA-COARE. *Preprints of the Seventh Conference on Mesoscale Processes*, 9-13 septembre 1996, Reading, Royaume-Uni, pp. 161-162.

**Guichard, F.**, Hoff, C., Redelsperger, J.-L. et Lafore, J.-P., 1996: Cloud-resolving modelling of cloud systems observed during TOGA-COARE. *Preprints of the Seventh Conference on Mesoscale Processes*, 9-13 septembre 1996, Reading, Royaume-Uni, pp. 266-267.

**Guichard, F.**, Lafore, J.-P. et Redelsperger, J.-L., 1996: Thermodynamical budgets of an explicitly simulated deep convective cloud system. *Proceedings of the 12th International Conference on Clouds and Precipitation*, 19-23 août 1996, Zurich, Suisse, Tome II, pp. 762-765.

Redelsperger, J.-L. et **Guichard, F.**, 1996: Detailed analysis of cloud systems observed during TOGA-COARE: simulations: forced and unforced by the large scale motion. *ECMWF workshop proceedings: "New insight and approaches to convective parametrization"*, Reading, 4-7 novembre 1996, pp. 58-76.

#### 1995

**Guichard, F.**, Lafore, J.-P. et Redelsperger, J.-L., 1995: Thermodynamical budgets and statistical characteristics of a cloud ensemble. *Preprint volume of the second international scientific conference on the Global Energy and Water Cycle*, 17-21 juin 1996, Washington DC, USA, pp. 218-219.

**Guichard, F.**, Redelsperger, J.-L. et Lafore, J.-P., 1995: Thermodynamical and dynamical budgets of a 3D simulation of a precipitating system observed during TOGA-COARE. *Preprints of the 21st Conference on Hurricanes and Tropical Meteorology*, avril 1995, Miami, USA.

Redelsperger, J.-L. et **Guichard, F.**, 1996, *présentation invitée* (présentée par **F. Guichard**): Studies of cloud processes applied to the problem of parametrization in climate models. *EGS XXI General Assembly, Ann. Geophys., Supplement II to volume 14*, 6-10 mai 1996, Den Haag, Pays-Bas.

Redelsperger, J.-L., **Guichard, F.**, Jabouille, P. et Lafore, J.-P., 1995: Numerical studies of precipitating systems observed during COARE: organization, surface fluxes and troposphere modifications. *Proceedings of the International Scientific Conference on the Tropical Ocean Global Atmosphere (TOGA) Programme*, 2-7 avril 1995, Melbourne, Australie, pp. 449-453.

#### 1994

- Guichard, F.**, Redelsperger, J.-L. et Lafore, J.-P., 1994: Impact thermodynamique de la convection nuageuse sur l'environnement de grande échelle. *Ateliers de Modélisation de l'Atmosphère*, 29 novembre-1 décembre 1994, Toulouse, France, pp. 277-284.
- Guichard, F.**, Redelsperger, J.-L. et Lafore, J.-P., 1994: A study of the radiative-convective equilibrium using a cloud-resolving model. Proceedings of the *European Conference on the Global Energy and Water Cycle (GEWEX)*, 18-22 juillet 1994, Londres, Royaume-Uni.
- Guichard, F.**, Redelsperger, J.-L. et Lafore, J.-P., 1994: Introduction of radiative processes in a convective cloud-resolving model. *EGS XIX General Assembly*, 25-29 avril 1994, Grenoble, France.



## IX. ENCADREMENT

- ✓ Directrice de la thèse de **Fleur Couvreur**, *Etude de la variabilité spatiale et temporelle de la vapeur d'eau dans les basses couches atmosphériques*, soutenue le 21 octobre 2005 à Toulouse

*Fleur Couvreur travaille depuis sa thèse au CNRM-GAME en tant qu'ingénieure des ponts et chaussées*

- ✓ Co-directrice avec Olivier Bock, le directeur principal, de la thèse de **Rémi Meynadier** au LATMOS intitulée *Analyse multi-échelle du cycle de l'eau dans la mousson africaine à l'aide d'observations GPS*, soutenue en 26 mars 2010 à Toulouse.

*Rémi Meynadier est actuellement en POST-DOC à Princeton aux Etats-Unis au sein du department of civil and environmental engineering*

- ✓ Directrice principale de la thèse d'**Amanda Gounou**, co-dirigée avec Fleur Couvreur; cette thèse a débuté en octobre 2007 et se déroule CNRM-GAME; son sujet est *le cycle diurne et les interactions surface-convection dans la mousson ouest Africaine*, soutenance prévue fin janvier 2011.

*Après sa thèse, Amanda Gounou poursuivra très probablement ses activités de recherche par un POST-DOC en relation avec ses travaux de thèse.*

- ✓ Encadrante principale du stage de DEA de **Michaël Guenno**; stage de 5 mois en 2002 co-encadré avec Jean-Pierre Chaboureau; *initiation de la convection: cas du cycle diurne continental*. DEA Océan, Atmosphère, Environnement, Ecole doctorale "Sciences de l'Univers, de l'Environnement et de l'Espace", Université Paul Sabatier, Toulouse.

- ✓ Co-encadrante avec Jean-François Gueremy du stage de MASTER de **Sophie Samouillan**; stage de 5 mois en 2005; *Paramétrisation de la convection et représentation des phases transitoires: application au cas du cycle diurne de la convection continentale*. Master 2 Recherche, Océan, Atmosphère et surfaces continentales, Université Paul Sabatier, Toulouse III.

- ✓ Co-encadrante avec Jun-Ichi Yano du stage de MASTER de **Hanneke Luijting**; stage de 5 mois en 2005 à Toulouse; *Analysis of the multiscale interactions of convection*. MASTER de l'université de Wageningen, Pays-bas (stage réalisé à Toulouse au CNRM-GAME).

- ✓ Encadrante du stage de MASTER de **Cécile Kocha**, 6 mois en 2007; *Estimation des bilans d'eau atmosphériques en Afrique de l'Ouest*. Ecole Polytechnique Universitaire de Marseille (stage réalisé à Toulouse au CNRM-GAME).

- ✓ Co-encadrante de Jean-Pierre Chaboureau en POST-DOC pendant 12 mois au CNRM-GAME en 2001-2002, co-encadrement avec Jean-Philippe Lafore et Jean-Luc Redelsperger, dans la cadre du projet EUROCS.

*Jean-Pierre Chaboureau a ensuite obtenu un poste de Physicien de l'Observatoire au Laboratoire d'Aérodynamique à Toulouse.*

- ✓ Encadrante de Catherine Rio en POST-DOC pendant 18 mois au CNRM-GAME en 2008-2009, co-encadrement avec Fleur Couvreur. Le sujet proposé portait sur *la convection diurne en zone semi-aride: analyse des mécanismes mis en jeu via la simulation CRM, LES*.

*Catherine Rio a poursuivi avec un post-doc au NASA Goddard Institute for Space Studies à New-York et à intégrer le CNRS comme chercheuse fin 2010.*

✓ Accompagnements plus ponctuels d'étudiants en thèse et en post-doc

**1) Caroline Bain** en 2005 (1 mois au Mali et des échanges plus ponctuels avant cette mission et ensuite), C. Bain était alors étudiante en thèse avec Douglas Parker à l'université de Leeds et Chris Taylor du CEH en Grande-Bretagne; Caroline Bain a participé à une campagne de mesures par ballon captif et cerf-volant dans la couche limite nocturne au Mali, expérience mise en oeuvre par Laurent Kergoat et moi-même; voir Bain et al. (2010).

**2) Nathalie Söhne** en 2007 au cours de sa thèse encadrée par Jean-Pierre Chaboureaud au LA; sur le sujet de *l'évaluation de la couverture nuageuse simulée par mesoNH sur l'Afrique de l'Ouest en été 2006 lors de l'expérience AMMA*; voir Sohne et al. (2008)

**3) Eloi Grau** en 2007 lors de son stage de MASTER 1 (3 mois au CESBIO) sur *l'estimation des bilans à partir de mesures par ballon captif dans la couche limite convective diurne sahélienne*, co-encadrement de ce stage dont l'encadrant principal était Laurent Kergoat.

**4) Olivier Samain** durant 2006 et 2007, post-doc au CESBIO dans le cadre d'une étude sur *la variabilité de l'albedo au Sahel* - voir Samain et al. (2009);

**5) Frédéric Frappart** durant 2007 et 2008, post-doc au CESBIO dans le cadre d'une étude visant à *caractériser les précipitations dans le Gourma malien à l'aide d'observations* - voir Frappart et al. (2009);

**6) Chiel Van Heerwaarden** en 2009 (2 mois au CNRM), étudiant préparant une thèse encadrée par Jordi Vila Guerau à l'université de Wageningen (Pays-Bas); co-encadrement avec Fleur Couvreux - voir Van Heerwaarden et al. (2010);

**7) Abdoul Khadre Traoré** en 2009-2010 (2 mois au CNRM), étudiant préparant une thèse encadrée par Frédéric Hourdin au LMD à Paris.

## X. AUTRES ACTIVITES

### 1) Coordination

- Coordinatrice dans la cadre des projets d'AMMA-EU et AMMA-API du sous-groupe de travail processus atmosphériques - basses couches (WP1.2-a), à noter aussi une implication dans la coordination des groupes cycle de l'eau (WP1.2) et modélisation (WP4.1.3).
- Coordinatrice pendant 3 ans d'un des 4 sous-groupes de travail du programme européen EUROCS, le sous-groupe « cycle diurne de la convection profonde continentale » (~12 personnes, 6 laboratoires, anglais, européen, français, suédois + américain).

Projet PATOM *Analyse des causes de la variabilité spatio-temporelle (4D) du champ de vapeur d'eau dans la couche limite atmosphérique et de son rôle et ses implications pour le déclenchement de la convection (projet IHOP)* (2002 renouvelé en 2003, responsable : C. Flamant, co-investigatrice).

### 2) Jurys de thèse

- ✓ Examinatrice de la thèse de **Corinne Burlaud**, université de Versailles, méthodes physiques en télédétection, préparée au centre d'études des environnements terrestres et planétaires (CETP, maintenant LATMOS): *Restitution des profils de dégagement de chaleur latente par radiométrie hyperfréquence. Application aux cyclones tropicaux*, soutenue le 22 décembre 2003 à Paris;
- ✓ Examinatrice de la thèse de **Sophie Bastin**, université Paris VI, physique de l'atmosphère, préparée au service d'aéronomie: *Circulations de brise thermique en terrain complexe : application à la campagne ESCOMPTE*, soutenue le 17 novembre 2004 à Paris;
- ✓ Rapporteuse de la thèse de **Maria Antónia Jimenéz Cortés**, Universitat de les Illes Balears, Departament de Física, Grup de Meteorologia: *Stably stratified atmospheric boundary layer : study through large-eddy simulations, mesoscale modelling and observations*, soutenue le 12 décembre 2005 à Palma de Mallorca en Espagne - thèse européenne;
- ✓ Examinatrice de la thèse de **Nathalie Söhne**, Université Toulouse III Paul Sabatier, Physique de l'atmosphère, préparée au laboratoire d'aérodynamique: *Validation des prévisions de nuages et de précipitations à méso-échelle par l'observation satellite*, soutenue le 23 novembre 2007 à Toulouse;
- ✓ Examinatrice de la thèse de **Catherine Rio**, Ecole Polytechnique, océanologie, météorologie et environnement: *Paramétrisation de la couche limite atmosphérique convective et représentation du cycle diurne des nuages dans un modèle de climat*, préparée au laboratoire de météorologie dynamique (LMD/IPSL), soutenue le 21 décembre 2007 à Paris;
- ✓ Examinatrice de la thèse de **Claire Révillet**, Université Versailles-Saint-Quentin-en-Yvelines, Physique de l'atmosphère, préparée au LATMOS: *Cycle de vie des lignes de grain. Bilans d'eau et d'énergie*, soutenue le 30 avril 2009 à Vélizy;
- ✓ Rapporteuse de la thèse de **Julien Lemond**, Université Pierre et Marie Curie, physique de l'atmosphère, préparée au service LMD: *Climatologie et variabilité de l'air sec de la troposphère libre intertropicale: analyse du climat actuel et de son évolution*, soutenue le 8 décembre 2009 à Paris;

## X. AUTRES ACTIVITES

- ✓ Examinatrice de la thèse de **Rémi Meynadier**, Université Pierre et Marie Curie, Paris VI, préparée au LATMOS: *Analyse multi-échelle du cycle de l'eau dans la mousson africaine à l'aide d'observations GPS*, soutenue le 26 mars 2010 à Paris;
- ✓ Examinatrice de la thèse de **Guylaine Canut**, Université Toulouse III Paul Sabatier, Physique de l'atmosphère, préparée au Laboratoire d'aérodynamique: *Interaction mousson/Harmattan, échanges de petite échelle*, soutenue le 20 juillet 2010 à Toulouse;
- ✓ Examinatrice de la thèse d'**Emmanouil Flaounas**, Université Pierre et Marie Curie, Paris VI, Ecole doctorale Sciences de l'environnement d'Ile de France, Physique de l'Atmosphère, préparée au LATMOS: *Analyse du mécanisme de la mise en place de la mousson africaine: dynamique régionale ou forçage de grande échelle*, soutenue le 25 octobre 2010 à Paris.

### 3) Edition

- ✓ Editrice associée au *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. depuis décembre 2008.
- ✓ Editrice associée pour l'issue spéciale AMMA 2010 publiée au *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*.

### 4) Campagnes de mesures

- ✓ Participation à cinq campagnes de mesures au Mali, sur des périodes de 15 jours à un cinquième semaines, en 2004, 2005, 2006, 2008 et 2009; en particulier pour des mesures dans la couche limite par ballon captif.
- ✓ Participation à la SOP AMMA à Niamey en 2006 en tant que secrétaire scientifique (3 semaines).

### 5) Diffusion de l'information scientifique

- ✓ J'ai participé à la diffusion de l'information scientifique vers d'autres publics d'une manière particulière, avec des photographies de phénomènes atmosphériques observés au Mali (photos de Guichard et Kergoat). Ces photos, transmises à la photothèque du CNRS, ont été utilisées à de multiples reprises. On peut retenir la page de couverture de iLEAPS newsletter April 2008 (<http://www.ileaps.org/>) et, à l'occasion de la Novela 2009 (festival des savoirs), celle du magazine « à Toulouse » diffusé à près de 300 000 exemplaires. Ces photos ont également été utilisées pour l'exposition Paysage de Sciences du 27 septembre à décembre 2008 (exposition en plein air co-produite par le Musée des Confluences et le C.N.R.S.).

## **XI. LISTE DES ACRONYMES**

ALMIP: AMMA land surface model intercomparison project  
AMMA: African monsoon multidisciplinary analyses  
AR: assessment report  
AMSR-E: advanced microwave scanning radiometer on EOS  
ARM: atmospheric radiation measurement  
BLLAST: boundary-layer late afternoon and sunset turbulence  
BSRN: baseline surface radiation network  
CALIPSO: cloud-aerosol lidar and infrared pathfinder satellite observations  
CAPE: convective available potential energy  
CASCADE: scale interactions in the tropical atmosphere  
CATCH: Couplage de l'Atmosphère Tropicale et du Cycle Hydrologique  
CEH: centre for ecology and hydrology  
CERES: clouds and the Earth's radiant energy system  
CIN: convective inhibition  
CNRM: centre national de recherches météorologiques  
CRM: cloud-resolving model  
DTR: diurnal temperature range  
ECMWF: European centre for medium-range weather forecasts  
EMBRACE: Earth system model bias reduction and assessing abrupt Climate change  
EOS: Earth observing system  
ESCAPE: environmental and social changes in Africa: past, present and future  
EUCLIPSE: EU cloud intercomparison, process study & evaluation project  
EUROCS: european cloud systems  
GAME: groupe d'étude de l'atmosphère météorologique  
GARP: global atmospheric research program  
GATE: GARP Atlantic tropical experiment.  
GEWEX: global energy and water cycle  
GCM: general circulation model  
GCSS: GEWEX cloud system study  
GAME: groupe d'études de l'atmosphère météorologique  
GMME: groupe de météorologie à moyenne échelle  
GPS: global positioning system  
IASI: infrared atmospheric sounding interferometer  
IHOP: international H<sub>2</sub>O experiment 2002  
iLEAPS: integrated land ecosystem – atmosphere processes study  
IPCC: intergovernmental panel on climate change  
IPSL: institut Pierre-Simon Laplace  
ISIS: instrument de suivi dans l'imagerie satellitale  
LA: laboratoire d'aérodologie  
LATMOS: laboratoire atmosphères, milieux, observations spatiales  
LCL: lifting condensation level  
LFC: level of free convection  
LNB: level of neutral buoyancy  
LES: large-eddy simulation  
LMD: laboratoire de météorologie dynamique  
LST: land surface temperature  
LSTA: land surface temperature anomaly  
MIP: model intercomparison project  
MOANA: modélisation de l'atmosphère nuageuse et analyse  
MODIS: moderate resolution imaging spectroradiometer  
NCAR: national center for atmospheric research  
OLR: outgoing longwave radiation  
PATOM: programme atmosphère et océan à moyenne échelle  
RCM: regional climate model

## *XI. Liste des acronymes*

SCM: single column model

SST: sea surface temperature

TOGA-COARE: tropical ocean global atmosphere – coupled ocean atmosphere response experiment

TRMM: tropical rainfall measuring mission

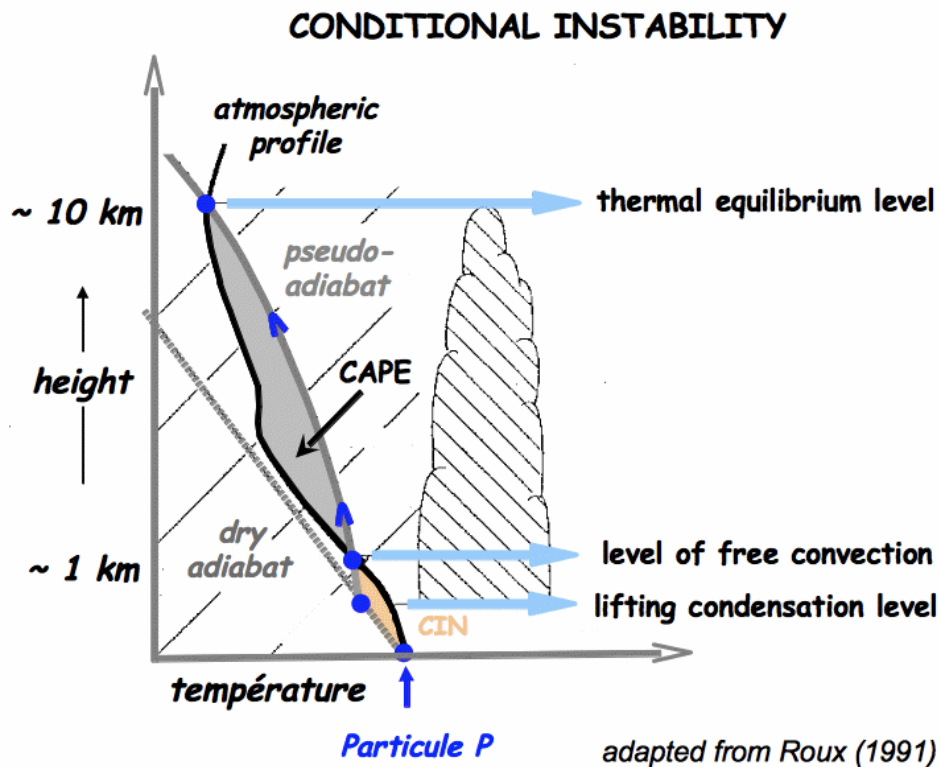
## XII. ANNEXE 1: INDICES CONVECTIFS

La signification des indices convectifs utilisés dans ce manuscrit est présentée graphiquement ci-dessous. La courbe noire correspond à la température de l'environnement, fonction de l'altitude. La courbe grise la température d'une parcelle d'air issue des plus basses couches atmosphériques et qui monte (flèches bleues) sans mélange avec cet environnement.

Le long de ce trajet sont indiqués:

- le niveau à partir duquel la condensation est initiée (*lifting condensation level* en anglais, LCL), la parcelle cesse alors de déplacer sur l'adiabatique sèche ( $\theta = \text{cste}$ );
- le niveau à partir duquel sa température dépasse celle de l'environnement (*level of free convection*, LFC);
- le niveau à partir duquel sa température est inférieure à celle de l'environnement (*thermal equilibrium level*);

La CIN et la CAPE correspondent aux aires colorées orange et grises respectivement.



**CAPE** : Convective Available Potential Energy  
energy released by the ascent of P along the pseudo-adiabat

**CIN** : Convective Inhibition (energy barrier for Particule P)

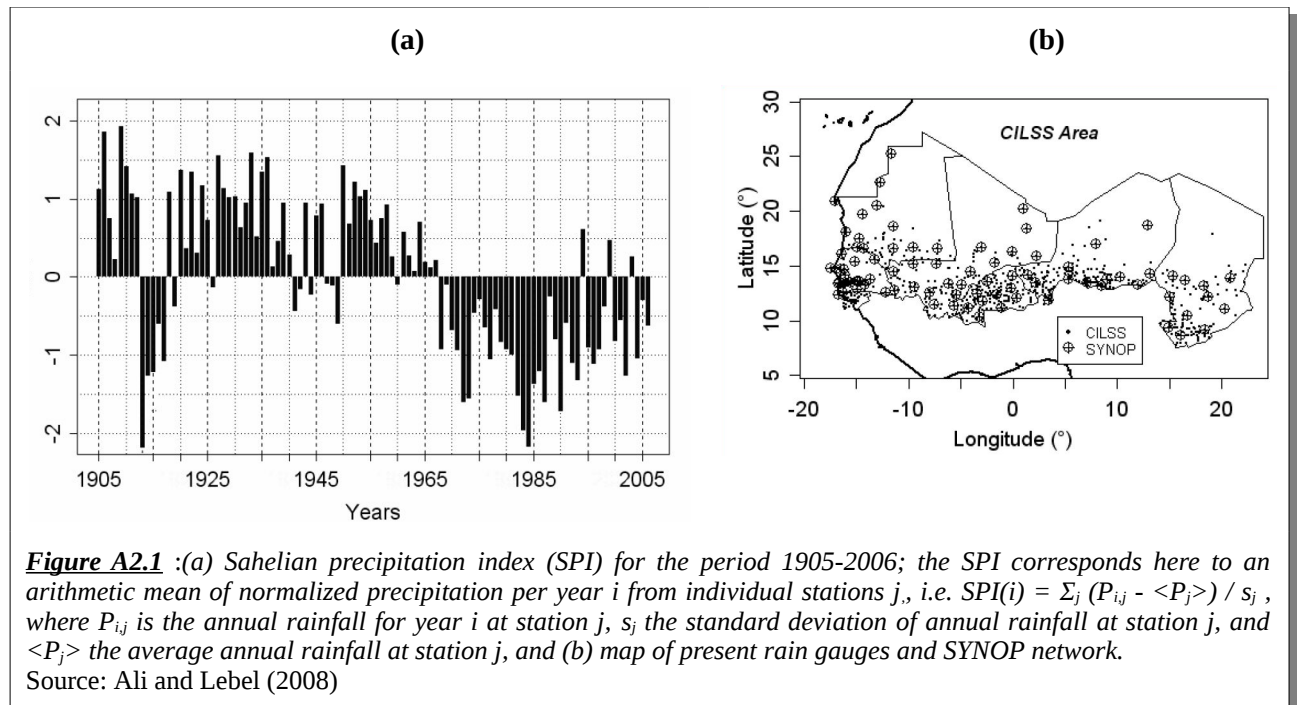
### XIII. ANNEXE 2 : MOUSSEON AFRICAINE ET PROJET AMMA, MOTIVATION ET ÉTAT DES CONNAISSANCES

Dans cette annexe, j'ai mis à jour une partie d'un texte préparé pour un séminaire donné à l'ECMWF en septembre 2008. Ce texte présente brièvement un ensemble de motivations à l'origine du projet AMMA. Il fournit aussi quelques éléments de base concernant le fonctionnement de la mousson ouest-africaine et les limites de nos connaissances sur ce sujet. Finalement, quelques informations à propos de la modélisation atmosphérique en l'Afrique de l'ouest sont présentées; elles concernent son évaluation, ses limites actuelles ainsi que la façon dont AMMA contribue à son évolution.

#### 1) Motivations

AMMA stands for African Monsoon Multidisciplinary Analysis; it is “an international project to improve our knowledge and understanding of the West African monsoon (WAM) and its variability with an emphasis on daily-to-interannual timescales” (Redelsperger *et al.* 2006); further information can be found at <http://science.amma-international.org/about/index>.

An important motivation for AMMA is the major regional scale and multi-decadal West African drought which occurred last century (e.g., Lamb 1983, Hastenrath 1990, Le Barbé and Lebel 2002). It started at the end of the 1960's, and was particularly severe in the seventies and eighties (Fig. A2.1). It is indeed considered as the strongest observed event of rainfall variability at these time and space scales, and the actual mechanisms accounting for this drought are yet to be precisely determined (e.g., Hulme 2001). In fact, modelling the West African weather and climate with current GCMs appear to be particularly difficult (Agustí-Panareda *et al.* 2009 and 2010, Hourdin *et al.* 2010). It is therefore not unexpected that climatic projections diverge widely over this region; Cook and Vizi (2006) for instance show how different ocean-coupled general circulation models (GCMs) predict either much drier or much wetter conditions over the Sahel for the twenty-first century.



As a result, the significance of conclusions that have been drawn from modelling approaches is sometimes limited. This probably contributes to the contrasting views found in the literature (e.g., Charney 1975, Eltahir and Gong 1996). Indeed, datasets have been particularly limiting for testing the relevance of hypotheses or mechanisms put forward to account for various features of the West African monsoon. For instance, the role of *human-induced* changes on the variability of the land



surface -and its consequences on the monsoon system- had been proposed as a major cause for the drought emphasized above (e.g. Courel et al. 1984, Xue and Schukla 1993). However, this view has been much debated subsequently. It appears now that the reality involves more subtle modes of soil-surface-vegetation-atmosphere interactions (Taylor *et al.* 2002) as well as oceanic influences and climatic variability (Lamb 1978, Folland *et al.* 1986, see Giannini et al. 2008 for a comprehensive review).

Physical and dynamical processes are strongly coupled within the West African monsoon. Therefore, (i) a better quantification of processes at play together with (ii) an identification of mechanisms and feedback loops actually operating, including their space and time scales, are probably central to advancing our understanding of this monsoon system.

The importance of physical processes in the West African monsoon system further implies that, in models, the parametrizations of these processes need to be explored in details. This includes interactions among them (e.g. surface, cloud and radiative processes) and couplings with the dynamics. In the past, such studies have been few, so that our knowledge is limited.

In this respect, AMMA aims at providing the first dataset allowing a documentation of physical and dynamical processes on a range of time scales, from turbulent to inter-annual ones, along a pronounced meridional gradient, from the Gulf of Guinea to the Sahara, in a region where routine observations are notably sparse.

## **2) Basics features of the West African monsoon**

It emerges from past research on the West African monsoon a significant but partial and composite knowledge, some elements of which are summarized below. Results from past experiments GATE (1974), COPT (1981), SEBEX (1990-1991), HAPEX-Sahel (1992) and JET2000 (2000) and related research stand out as important but separated steps in the building process of this knowledge.

At large scale, the area displays well defined and strong meridional gradients South of the Sahara. They are manifest on surface fields (rainfall, vegetation, albedo), as well as in the atmosphere above (e.g., the African Easterly jet developing in the Summer on the northern side of the rainbelt around 650 hPa, Thorncroft and Blackburn 1999, Cook 1999). These meridional features vary widely throughout the year (wet and dry seasons), and they display coupled seasonal and interannual fluctuations (Grist and Nicholson 2001) - see also Janicot *et al.* (2008) for an overview of the 2006 monsoon. This configuration inspired several modelling studies based on a zonally-symmetric modelling framework (e. g.; Zheng and Eltahir 1998, Peyrillé *et al.* 2007) and motivated the AMMA-CROSS project (Hourdin *et al.* 2010).

Then, the seasonal cycle is not smooth, i.e. intra-seasonal variability is significant. For instance, the onset of the rainfall in the Sahel often takes the form of a fast "monsoon jump" during which the rainbelt is shifted some 5° northwards from its Spring location, at around 5°N along the coast of the Guinean Gulf. The depiction of this phenomenon is actually recent (Le Barbé *et al.* 2002, Sultan and Janicot 2003). Nevertheless, it can be noticed that such jump-like structures also characterizes other monsoon regions (e.g., Lau and Yang 1996). More broadly, the mechanisms driving intra-seasonal variability are not yet well understood. Recent studies have pointed to some role for the spatial configuration of the surface albedo (see Ramel et al. 2006), and for equatorial Kelvin and Rossby waves (e.g., Matthews 2004).

At synoptic scale, atmospheric variability in Summer is dominated by African easterly waves (AEWs) which are disturbances travelling across West Africa (e.g., Reed *et al.* 1977), and accounting at least partly for the large-scale organization of moist convection. This does not mean that moist convection is simply *forced* by the dynamics of African easterly waves (AEWs); indeed a number of studies have emphasized strong and varied modes of interactions between moist convection and AEWs (Taylor and Clark 2001, Diongue et al. 2002, Fink and Reiner 2003, Hsieh and Cook 2005, Mekonnen et al. 2006, Cornforth et al. 2009). These waves display a well defined signature in the meridional wind of the lower atmosphere; they are typically the strongest and the most coherent in September, a

period during which Atlantic tropical cyclones have been shown to be associated with AEWs (Thorncroft and Hodges 2001). Their development had been initially related to the instability of the AEJ. However, recent studies, which consider more realistic background flows and examine the actual morphology of the waves, advocate other sources of AEW initiation (e.g., Berry and Thorncroft 2005). Thus, it appears that much is still to be understood regarding the nature of AEWs, their initiation, and more widely their entire life cycle (maintenance, splitting, merging, decay).

At mesoscale, attention has been paid to deep precipitating convection, but not so much to shallower clouds, nor to diurnal cycle issues. Over the region, moist convection can be very deep, with intense lightning activity (Zipser 2003). In the Sahel, this strength is not necessarily coupled to very high rainfall rates though, which points to the significance of rainfall evaporation. The Sahel is an area where long-lived spectacular mesoscale squall lines develop, accompanied by strong convective outflows sometimes materialized by lifted dust as dramatic haboobs (see photo below). Mesoscale convective systems, taking or not the form of well defined squall lines, account for more than 70% of rainfall over this area (Mathon *et al.* 2002). This mesoscale organization of convection is nevertheless accompanied by a significant patchiness of surface rainfall down to scales on the order of ten kilometres. This in turn can generate soil moisture heterogeneities at the mesoscale, and interestingly, observations provide evidence of positive soil moisture-rainfall feedbacks down to this scale (Taylor and Lebel 1998).



A haboob over Hombori, Mali, August 2004

Finally, on a wide range of space and time scales, the surface and low atmospheric levels are thought to be key elements of the West African monsoon (e.g., Charney 1975, Eltahir and Gong 1996). However, the mechanisms of interactions actually operating between the surface and the overlying atmosphere are not well -and not all- known nor quantified. For instance, low-level mesoscale features were identified during JET2000 (Parker *et al.* 2005), but their significance in the WAM remains to be more fully explored. Similarly, the low-level monsoon flow displays strong diurnal fluctuations on large spatial scales (Parker *et al.* 2005, Pospishal *et al.* 2010), but the sensitivities of this major mesoscale feature and its importance for the monsoon system have only been partly addressed. From the modelling side, these considerations imply that particular care is required to simulate surface and boundary layer processes, and therefore, rainfall, vegetation, as well as clouds and aerosols, and likely convective outflows and falling rainfall evaporation.

### **3) Modelling issues over West Africa**

More broadly, West Africa is a region where surface and atmospheric modellings are very challenging, and where improved parametrizations are critically needed. The unprecedented large amount of data collected during the AMMA 2006 field campaign should help advancing on these issues in several ways.

These data already contributed to provide (re)analyses of a quality that was probably never reached in the past over this data-sparse region (Panareda and Beljaars 2008), thanks in particular to the "reactivation of the radiosonde network over West Africa" (Parker et al. 2008). Regarding processes involving atmospheric moisture, the development of suitable methods for the correction of humidity bias affecting different sounding types (Nuret et al. 2008, Panareda et al. 2008) also contributed to this enhanced quality.

Extensive comparisons of analyses, re-analyses and satellite products conducted within AMMA help delineating better their limits and usefulness for assessing large-scale models (e.g., Meynadier et al. 2010b). They show in particular that analyses and re-analyses must be used with great caution regarding large-scale vertical velocity fields, but also the atmospheric low levels and surface fields.

In the future, large-scale modelling will also benefit from AMMA in other ways. For instance, improved (re)analyses and estimations of surface fluxes (e.g., ALMIP, Boone et al. 2009) provide a much closer depiction of the reality than available previously. Long-term surface-based datasets can also be used in statistical ways to explore and to assess coupling mechanisms arising on different scales.

Finally, as in GATE, COARE and a few other field campaigns, it will be possible to estimate atmospheric budgets from the multi-day high-frequency sounding network set up in 2006. Notably eight soundings were released each day at five locations, during two multi-day periods. In the past, such datasets proved to be quite useful, and for very long, regarding the development of parametrizations (e.g. Lin and Johnson 1996). This should also be the case for this dataset documenting a new continental tropical climate of the globe.

In the past, large-scale modelling has been used to study several features of the West African climate. However, evaluations of these models over West Africa have been few and often focused on rainfall. Within the AMMA project, a more extensive framework has been developed to evaluate the simulation by GCMs and RCMs of major large-scale features of the West African monsoon (morphology of the monsoon flow, the jets, rainbelt...) along the meridional West African transect. This framework, AMMA-CROSS (Hourdin et al. 2010), is very similar to the one presented in Siebesma et al. (2004) for the same purpose except for its location: here from the Saharan desert to the Equator in the gulf of Guinea instead of from the subtropical east Pacific stratocumulus region to tropical shallow cumulus and finally the ITCZ where deep cumulonimbus are the more numerous). AMMA-CROSS provides a diagnostic tool for testing the impacts of new or modified parametrizations. Models of intermediate complexity such as two-dimensional zonally-symmetric models (e.g., Zheng and Eltahir 1998, Peyrillé et al. 2007) could also prove to be complementary because they constitute a link between simpler single-column models in which feedbacks between physical and dynamical processes are limited by design and more complex three-dimensional GCMs. A limitation of the framework presented above is that it does not explicitly address the evaluation of the simulated links between physical processes and synoptic structures such as African Easterly waves, and this issue should be carried out in the future. Besides, it would be probably valuable to apply an AMMA-CROSS-type evaluation framework to more complex coupled ocean-atmosphere simulations such as employed by the IPCC in the context of regional climate change issues.

On another side and scale, mesoscale models have shown some capacity to simulate propagating rainfall systems over West Africa (e.g. Diongue et al. 2002), even though numerous and various difficulties are still affecting regional mesoscale modelling, e.g., crudeness of current surface and cloud initialization methods, diurnal cycle issues... (e.g., Guichard et al. 2010). The utilization of a fine-resolution in such simulations, on the order of a few kilometres, i.e. able to explicitly capture the dynamics of deep convective systems, can lead to radically different representations of processes and process interactions down to scales of a few tens of kilometres.

More studies are needed in order (i) to assess the quality of such simulations, this can be done on the basis of AMMA case-studies for which relevant observations are available; and (ii) to quantify the processes and to precisely identify the mechanisms operating within these simulations.

In this context, CRMs and LES appear as useful and complementary tools, as they are well suited for basic process and sensitivity studies. For instance, they would be helpful for identifying the effective couplings involved in the development of convective phenomena, especially over arid and semi-arid areas where not much has been done except for a few isolated studies such as Takemi and Satomura (2000).

However, observations collected within AMMA, by allowing advancing our knowledge, provide more than simply a mean to evaluate models. Rather, they bring important guidance for modelling purposes. This is true from mesoscale to climate scale modelling, owing to the range of observations which have been gathered. One must keep in mind that a major feature of this continental region is the very rich variety of surface-atmosphere regimes encountered there. Taking here as an example the surface energy budget in the Sahel at the seasonal scale, observations point to a number of remarkable features which had been largely overlooked in the past (Guichard et al. 2009, Slingo et al. 2009) even though they are important to the understanding of climate and climate variability.

They show a sharp and strong Summer increase of surface net radiation which is mostly driven by modifications of the surface via rainfall events and vegetation phenology; these processes induce a large surface cooling and darkening (change in albedo, Samain et al. 2008). The direct impact of atmospheric changes on the total incoming radiation appear surprisingly much weaker and limited to shorter time scales.

They further reveal astonishing radiative signatures of the monsoon at the surface. The incoming long-wave flux does not reach its maximum during the monsoon season when the atmosphere is the most cloudy and humid, but earlier, prior to the onset of rainfall, as the dry and warmer atmosphere suddenly becomes moist. Conversely, the incoming solar radiation at the surface increases slightly from late Spring to the core monsoon season even though the atmosphere becomes moister and cloudier; this involves high aerosol optical thicknesses in late Spring and early Summer and, to a lesser extend, the seasonal cycle of insolation.

Observations also stress subtle balances between surface air temperature and moisture fields on a range of time scales. Notably, during the monsoon early and late monsoon stages, their opposite daytime fluctuations (warming, drying) lead to an almost flat diurnal cycle of the low-level equivalent potential temperature. It is important to consider the consequences of such a configuration on daytime convective initiation. The latter has been frequently related to an increase of low-level equivalent potential temperature. Observations indicate that other driving mechanisms of convective initiation have to be identified.

Such observations already provide valuable ground truth for assessing models. In the ECMWF-IFS for instance, it appears that the parametrization of cloud and rainfall processes still constitute major sources of errors in the surface energy budget, through their impact on the surface incoming solar radiation and evaporative fraction. In addition, changes in the physics of a model can dominate interannual variability of the surface energy budget (e.g., the modification of the aerosol climatology in late 2003 in the ECMWF-IFS, Guichard 2009).

A more accurate and renewed picture of the West African monsoon system is beginning to emerge from studies carried out within AMMA. On the modelling side, the degree to which each physical parametrization, taken separately, should be improved for a proper simulation of the WAM is not always clear. However, a satisfactory representation of their mutual interactions and couplings with dynamical processes appears as a crucial issue, across a wide range of space and time scales. The West African monsoon thus provides an ideal testbed for physical parametrizations. As such, it should also contribute to improve modelling over other regions.