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 Guymer, 1977, Garrat 1992)[1]. Sa prise en compte s'avère indispensable pour expliquer la dynamique associée aux circulations de brise à meso-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. 7 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'ennuagement 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 d'analyser comment les fractions nuageuses et les étagements en altitude se structurent temporellement dans le cycle diurne et d'explorer leur sensibilité (e.g.; sensibilité des nuages de couche limite convective à la fraction évaporative).

Le jeu d'observation 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

[1] Un jet nocturne que j'ai pu observer de près au Sahel lors de la campagne AMMA (Bain et al. 2010).

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.

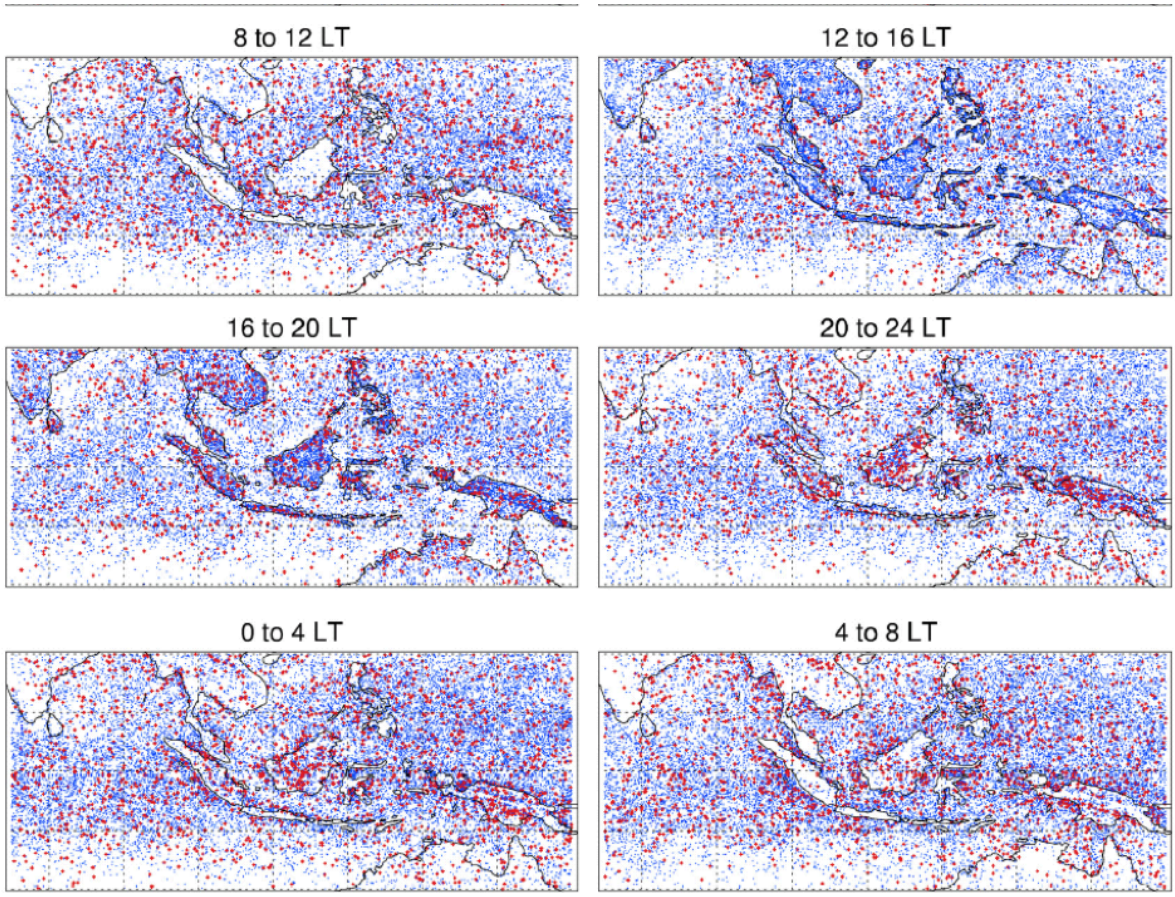


Figure 1: Une illustration de la modulation diurne de l'activité convective au dessus du continent maritime obtenue en accumulant des données TRMM disponibles sur trois ans par tranches successives de quatre heures. Chaque point bleu correspond à une occurrence de convection plutôt isolée et les croix 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 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-16) 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 aussi est sensible aux propriétés de surface (e.g., Zhou et al. 2007), il semble d'autant plus fort que surface et atmosphère sont thermiquement découplés (à savoir lorsque le flux LWnet à la surface est très négatif, Betts 2006, par exemple au dessus des déserts lorsque l'atmosphère est sèche et l'ensoleillement fort). La dynamique turbulente des basses couches atmosphérique est aussi importante pour rendre compte de ces observations: elle limite l'augmentation de température en surface pendant la journée et est susceptible de limiter le refroidissement nocturne par mélange vertical également, par instabilité dynamique lorsque le vent de basses couches présente un fort cisaillement (e.g., lorsqu'un jet nocturne puissant se développe).

Finalement, j'ajouterai que le cycle diurne n'est par 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.

(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, 1991) ou encore Randall et al. (1991a) 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 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 *a-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.; via une simulation qui omet les refroidissements nocturnes à la surface).

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 ainsi 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. 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 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 à 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 contrôlants la convection. Mon opinion est que le mauvais phasage des précipitations simulées est plutôt symptomatique de mauvais 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 birèvement 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 1 à 6, les légendes fournissent également quelques 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. 1). 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, et dans des conditions de faible inhibition convective (Fig. 2). 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.

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. 3 et 4). En outre, ce défaut commun (schématisé sur la Fig. x) 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).

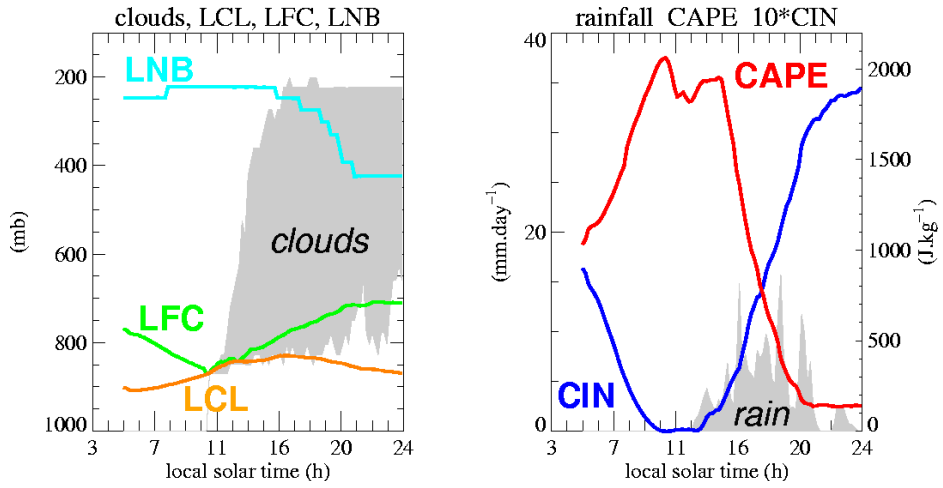


Figure 2 : un exemple d'évolution diurne de différents indices convectifs issus d'une simulation CRM de convection diurne au dessus des grandes plaines américaines. A gauche sont représentées les évolutions du niveau de consensation (LCL, lifting condensation level, courbe orange), du niveau de convection libre (LFC, level of free convection, courbe verte) et le niveau de flottabilité neutre (LNB, level of neutral buoyancy, courbe turquoise); les plages grisées délimitent la couche atmosphérique dans laquelle on observe des nuages. Les évolutions de CAPE, CIN et de la pluie sont présentées à droite. Les indices convectifs ont été calculés à partir des profils thermodynamiques verticaux moyens. (Source: Guichard et al. 2004)

Le matin, avant l'apparition des premiers nuages, le LCL s'élève en lien direct avec la diminution de l'humidité relative en basses couches (e.g. Betts 1997). Au cours de cette même période, le niveau de convection libre LFC s'abaisse, en relation avec l'augmentation de la température potentielle équivalente en basses couches. Il remonte ensuite rapidement après le démarrage de la convection. Les premiers nuages se développent en fin de matinée au sommet de la couche limite convective et le sommet de la couche nuageuse atteint le LNB en début d'après midi. A cette échelle temporelle, les variations de LFC, de CAPE et de température potentielle équivalente, de LFC et de CAPE sont très semblables. La CIN diminue également très fortement au cours de la matinée, la encore en relation avec l'augmentation de la température potentielle équivalente en basses couches; elle reste ensuite faible jusqu'au premiers développements de convection profonde.

Ce cas d'étude correspond à des conditions environnementales relativement humides, en surface comme dans l'atmosphère. On verra ensuite que la convection diurne se développe aussi sur continent dans des configurations distinctes en termes de LFC et de CAPE.

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 sècheresse de la troposphère libre sur le développement de la convection profonde, soit un constat similaire à celui de Redelsperger et al. (2002), malgré 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'entrainement. 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 dan 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.

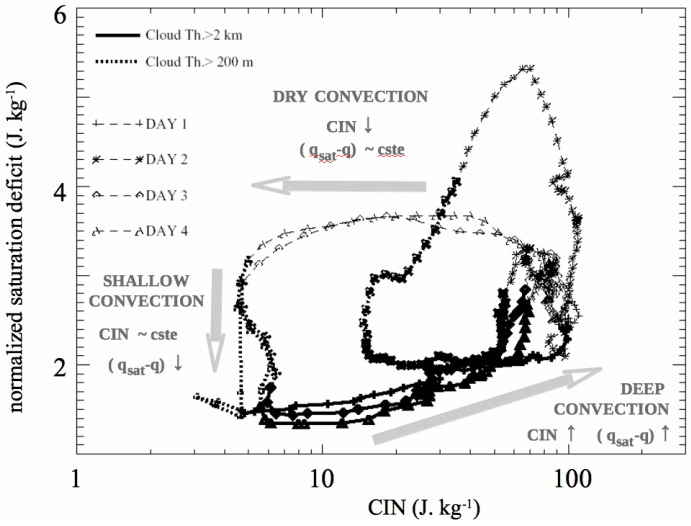


Figure 3 : diagramme CIN et écart à la saturation obtenu à partir d'une simulation CRM poursuivie sur quatre jours (même situation continentale que la figure précédente). L'écart à la saturation est ici considéré ici en valeur normalisée par l'écart type et en moyenne sur une couche allant du sommet de la couche limite convective jusqu'au niveau de convection libre (LFC).

(Source: Chaboureau et al. 2004).

Ce diagramme souligne une répétitivité du scénario d'un jour à l'autre sauf pour le deuxième jour. En résumé, une diminution de la CIN domine les heures de la matinée. Elle est suivit par une phase d'humidification de la basse troposphère au dessus de la couche limite dans des conditions de CIN faible puis par le une augmentation conjointe de la CIN et du déficit de saturation (assèchement) lorsque la convection profonde se développe.

Le deuxième jour se distingue des trois autres jours par une inhibition convective plus forte et une variabilité dans les basses couches plus importante. Cette dernière à été pour une large part induite par de forts courants convectifs descendants générés au cours du jour précédent. Ils sont artificiellement confinés dans le domaine de simulation du fait de conditions limites latérales cycliques. Même si les structures de variabilité ainsi générées ne sont pas à priori irréalistes ou impossibles, force est de constater qu'elles découlent ici des limitations du dispositif numérique.

Finalement le troisième et le quatrième jour présentent un fonctionnement proche du premier jour en termes d'évolution diurne de CIN et de déficit de saturation au delà d'une certaine évolution des profils moyens de température et d'humidité.

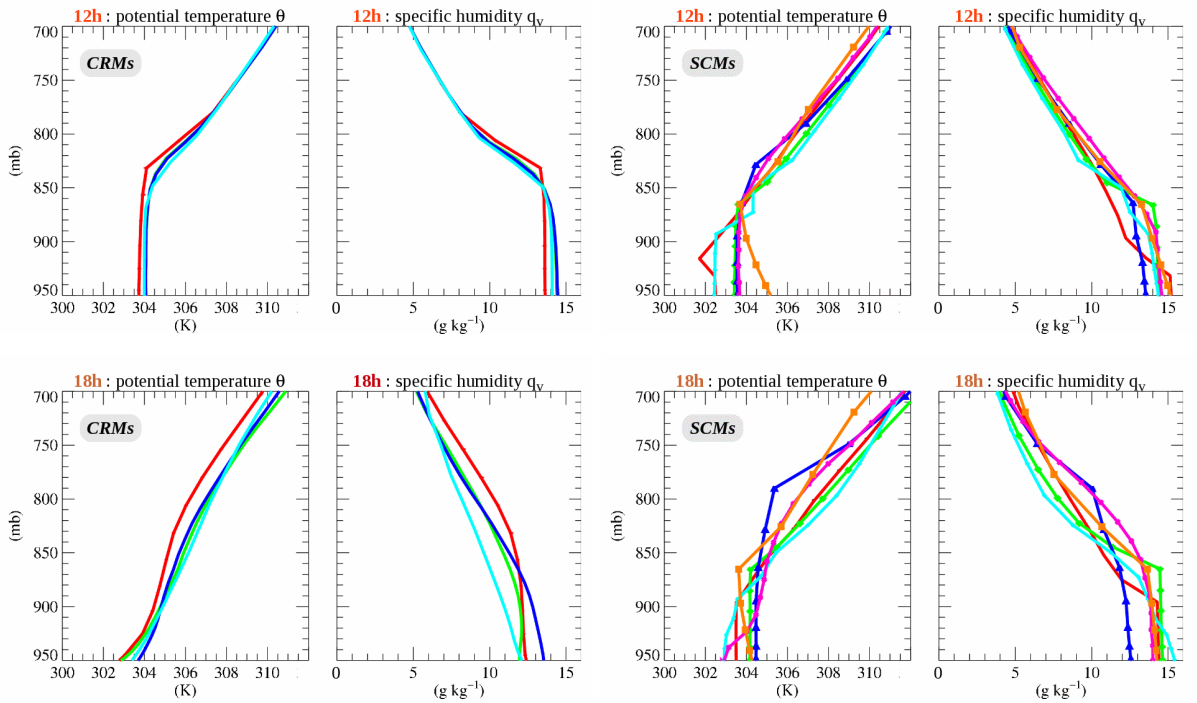


Figure 4 : Comparaison des profils verticaux de température potentielle Θ et d'humidité spécifique q_v à 12h (en haut) et 18h (en bas) simulés par des modèles explicites CRMs en moyenne horizontale (à gauche) et des modèles paramétrés SCMs (à droite); chaque couleur correspond à un modèle, une simulation (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.

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.

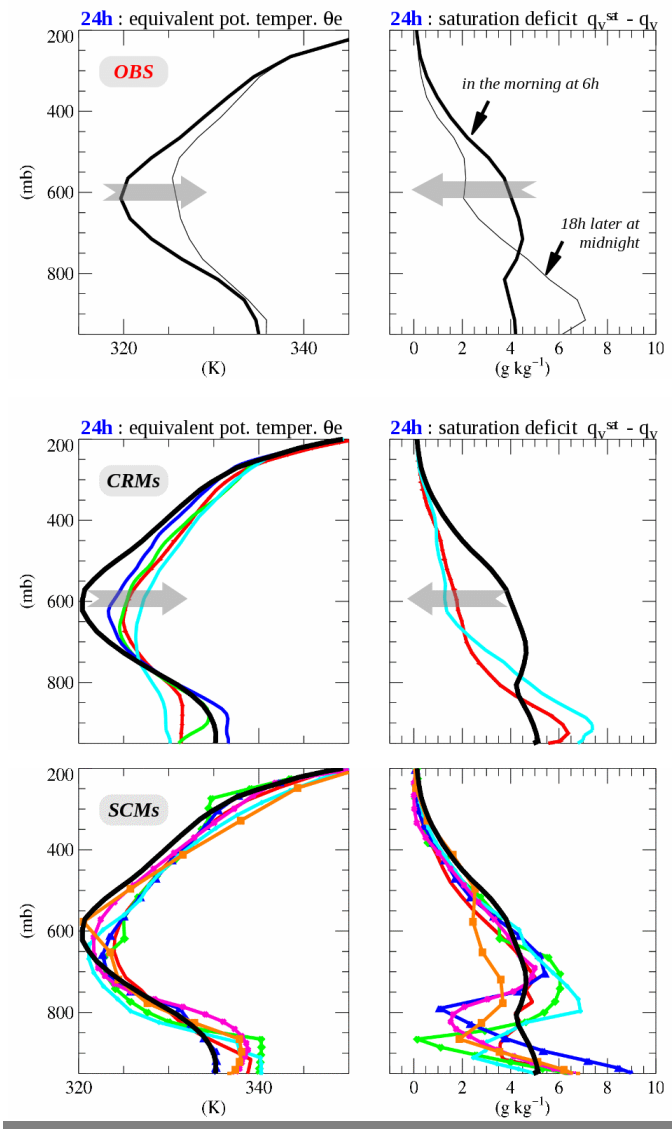


Figure 5 : Comparaison des profils verticaux de température potentielle équivalente Θe (à gauche) et de déficit de saturation, $q_v(sat) - q_v$ (à droite) le matin à 6h avant le développement de convection profonde (courbes noires épaisses) et à minuit lorsque l'activité convective a cessé, en haut à 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 Θe 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: Θe n'augmente pas assez en troposphère moyenne et il est par contre trop fort en basses couches; de plus le minimum de Θe 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: Θe 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.

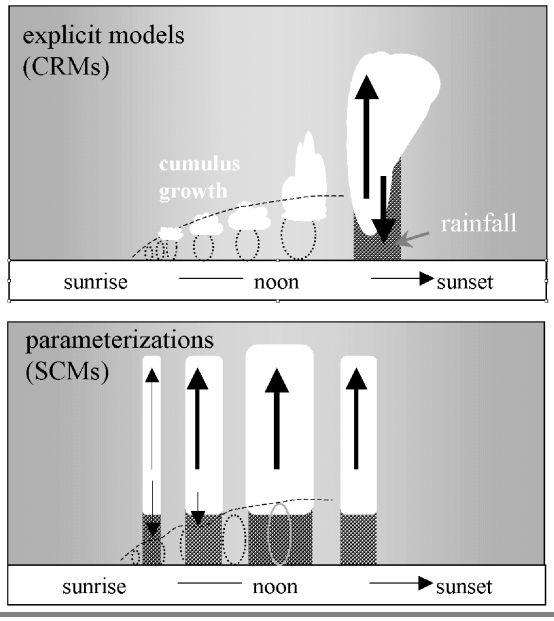


Figure 6: Représentation schématique du développement diurne de la convection simulé par les CRMs et par les SCMs.

(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 est observé préférentiellement 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, θe, 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 θe.

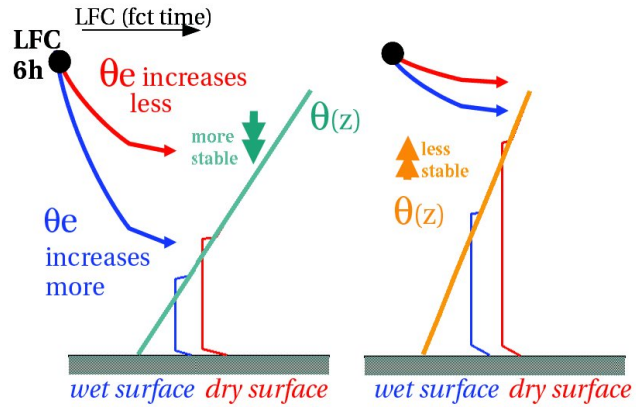


Figure 7: Représentation schématique de l'évolution diurne de niveau de convection libre (LFC) et du développement vertical de la couche limite convective dans un environnement plus stable (à gauche) et moins stable (à droite), au dessus d'une surface humide (courbes et flèches bleues) ou sèche (courbes et flèches rouges).

Les évolutions diurnes de la LFC sont pour une bonne part contrôlées par la celles de θe en basses couches.

L'intérêt de l'étude de FE03 est de caractériser ces régimes par les valeurs d'un couple d'indices (Fig. 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* 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. 8b et 9 en haut à gauche; voir aussi Guichard et al. 20010p): concrètement de nombreux couples d'indices se situent dans les zones (*CTP* , *D)*= ([0,200],[5,10]) et ([200,400],[10,15]), dont FE03 suggèrent qu'elles sont favorables (resp. défavorables) au développement de convection sur des surfaces respectivement humides et sèches (resp. sèches et humides). On notera que ces indices caractérisent les 1ers 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, 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.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 aout (points bleus); la variabilité synoptique est aussi généralement réduite en conditions plus humides. La CAPE en revanche, pilotée par la θe de basses couches, varie peu au Sahel à ces échelles, car l'humidification s'accompagne d'un refroidissement (Fig. 9 en bas à gauche).

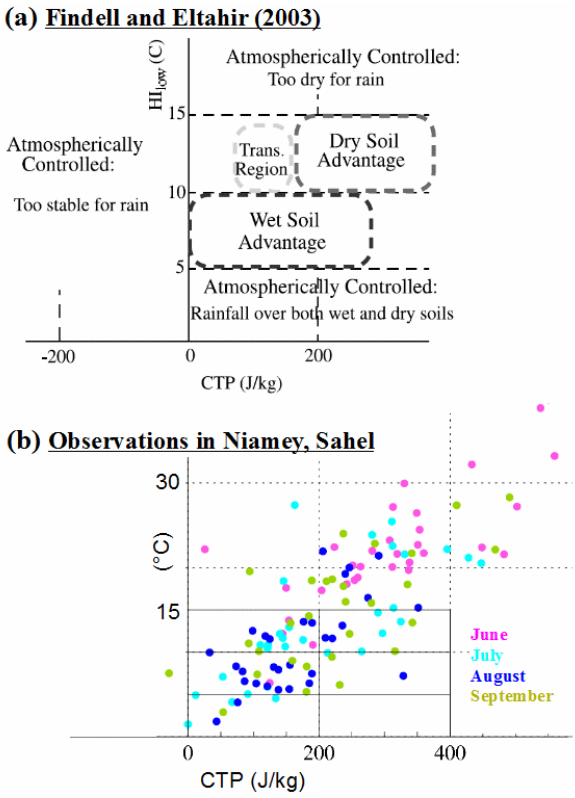
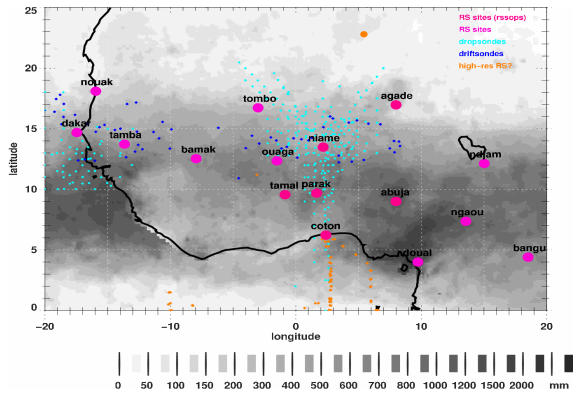


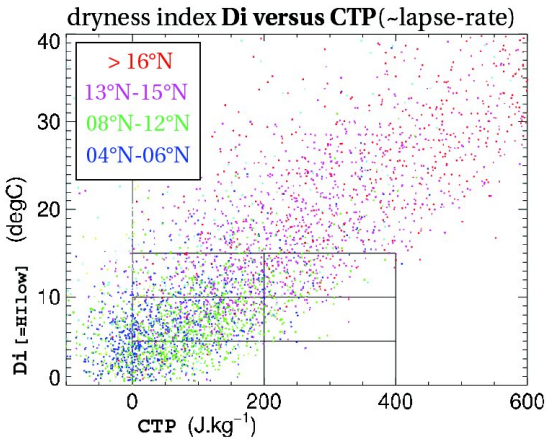
Figure 8: (a) diagramme de Findell et Eltahir (2003) indiquant des configurations surface-atmosphère potentiellement favorables, défavorables ou neutres vis-à-vis du développement de convection profonde. (b) indices calculés à Niamey le matin (à 6h), en distinguant les mois par des couleurs différentes.

Les conditions atmosphériques dictent la position des couples d'indices définis, *CTP* (convective triggering potential) et Hi_{low} (indice de sècheresse noté *D* dans le texte).

D'après FE03, deux régions distinctes de ce diagramme serait propices à un développement de la convection sous réserve des conditions à la surface. Elles sont délimitées par les deux rectangles titrés *'dry soil advantage'* avec *[CTP+ et Hi_{low}+]* et *'wet soil advantage'* avec *[CTP- et Hi_{low}-]*. Hors de ces régions, les conditions atmosphériques seraient dominantes, soit trop stables, convection (CTP<0 J.kg^{-1}) où trop sèches (D>15°C) pour permettre le développement de convection, soit propices quelles que soient les conditions à la surface (D<5°C).

(voir Guichard et al. 2010 AMMA-EU D21Ae)





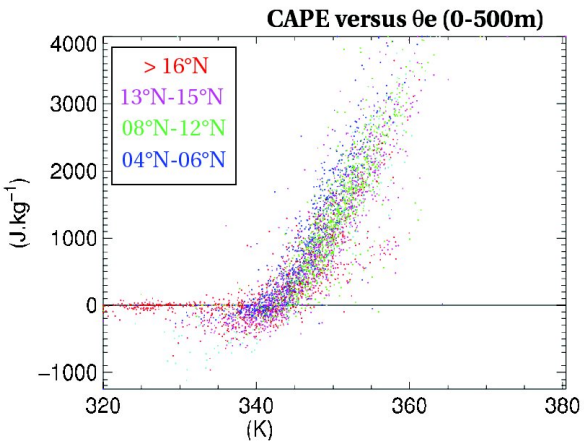


Figure 9: En haut à gauche une carte indiquant les sites de sondages (disques) ainsi que les localisations de dropsondes et driftsondes lachées au cours de la campagne de mesures AMMA (points bleus et turquoises).
Le graphe en haut à droite est semblable à celui de la figure précédente mais il intègre plus de 4000 sondages. Le graphe en bas à droite présente pour ces mêmes sondages les relations obtenues entre CAPE et θe en basses couches.
Les indices de FE03 s'organisent suivant la latitude contrairement à la CAPE et la θe. On note une limitation des conditions favorables à la convection par une sècheresse croissante du sud au nord Sahel.

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 aout, l'atmosphère est plus stable et humide et la surface plus humide[2]. 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 aout, au coeur de la saison de 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. 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 aout, 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.

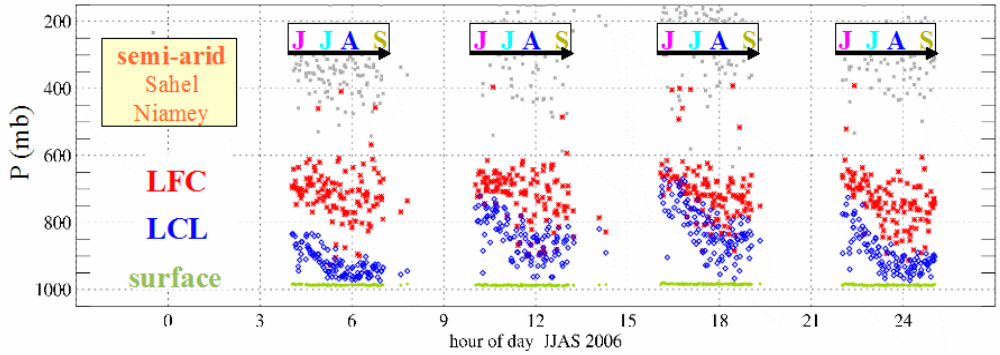


Figure 10: variations du niveau de condensation (LCL, symboles bleus) et du niveau de convection libre (LFC) à Niamey en fonction de l'heure de la journée, de juin à septembre (JJAS), LCL et LFC sont exprimés en unité de pression et les symboles verts indiquent la pression à la surface. Les sondages disponibles aux heures synoptiques 0000, 0600, 1200 et 1800 UTC sont utilisés (environ 120x4 sondages). Les points groupés autour de chacune de ces heures correspondent effectivement à cette heure, mais afin de distinguer l'évolution saisonnière individuellement pour chaque heure, ils ont été ordonnés suivant leur date dans l'année via l'utilisation d'un petit incrément monotone.
Le matin (à 6h), le LFC reste également élevé de juin à septembre. En juin, on n'observe pas de fluctuations diurnes notables. En aout par contre, le LFC décroit entre 6h et 12h et 18h. En juin, on observe aussi une forte croissance diurne du niveau de condensation LCL; elle trace une altitude minimale de la couche limite mélangée souvent élevée dans la journée (supérieure à 2 km au dessus de la surface).

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 sensible à ces régimes sec-instable versus humide-plus stable et pourquoi.

[2] 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 aout: la fraction évaporative (LE/(H+LE)) est très faible en juin et souvent forte en aout.

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) Développement de convection diurne au Sahel: observations

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 évènements 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 ces initiations. 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.

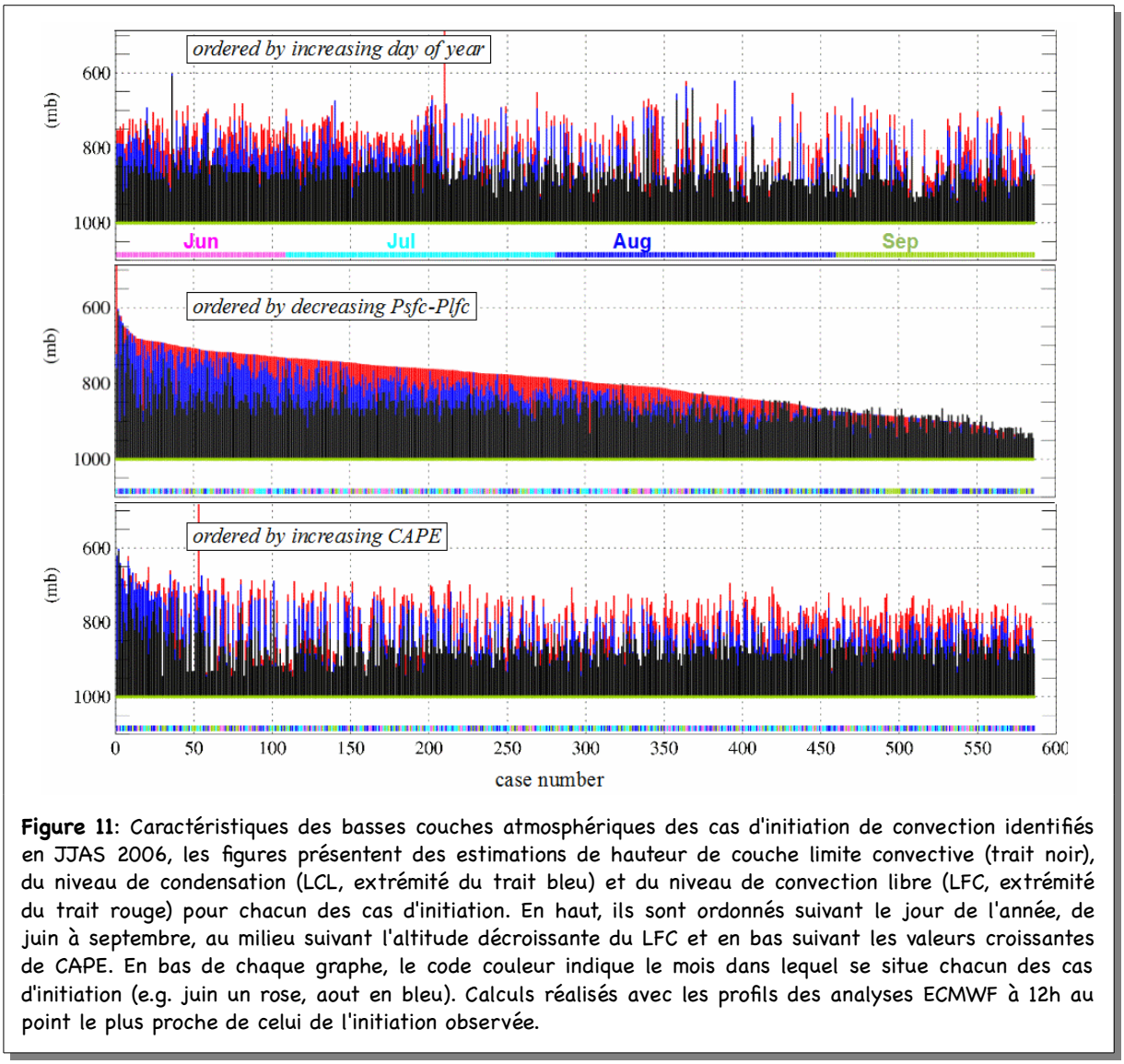


Figure 11: Caractéristiques des basses couches atmosphériques des cas d'initiation de convection identifiés en JJAS 2006, les figures présentent des estimations de hauteur de couche limite convective (trait noir), du niveau de condensation (LCL, extrémité du trait bleu) et du niveau de convection libre (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 chacun des cas d'initiation (e.g. juin un rose, aout en bleu). Calculs réalisés avec les profils des analyses ECMWF à 12h au point le plus proche de celui de l'initiation observée.

Les analyses montrent que les conditions atmosphériques locales associées à ces initiations diurnes sont variées (voir un exemple en Fig. 11 pour JJAS 2006), en particulier au mois d'aout. 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. 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 couche limite nuageuse dans ces conditions plus humides. 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 θe) n'est pas associée de manière *univoque* aux propriétés des basses couches atmosphériques.

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.) 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 évènements. 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.

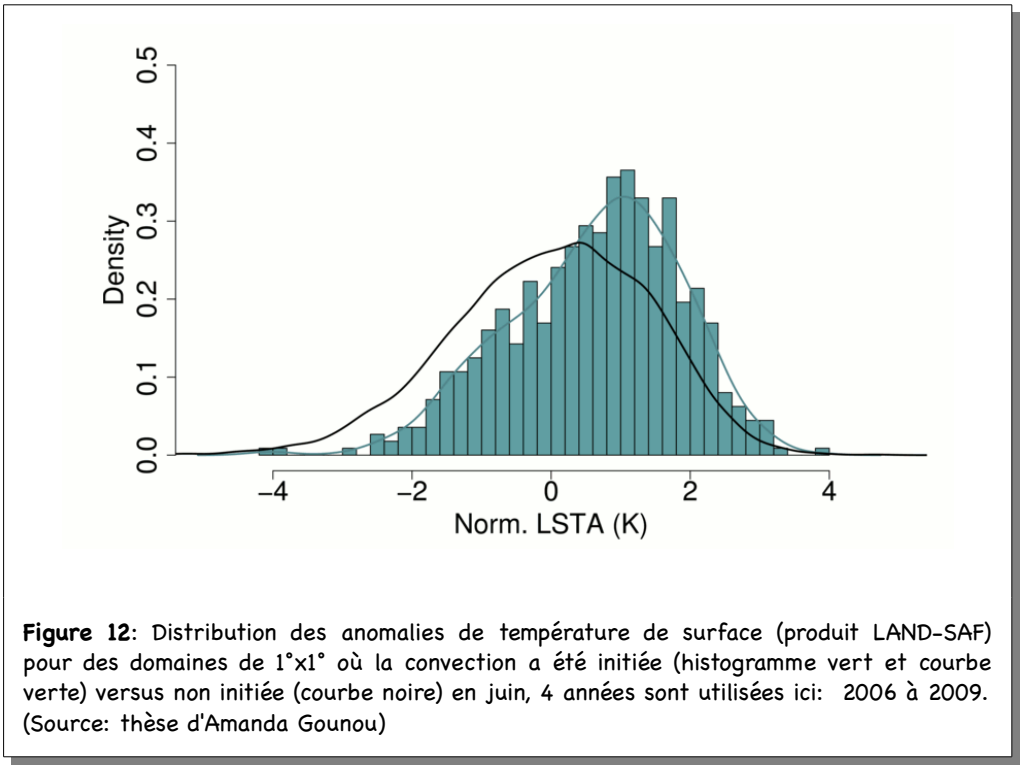


Figure 12: Distribution des anomalies de température de surface (produit LAND-SAF) pour des domaines de 1°x1° où la convection a été initiée (histogramme vert et courbe verte) versus non initiée (courbe noire) en juin, 4 années sont utilisées ici: 2006 à 2009. (Source: thèse d'Amanda Gounou)

Cette étude montre aussi l'importance des hétérogénéités de surface observées à des échelles de quelques dizaines de km (Fig. 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-echelle 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 xx.

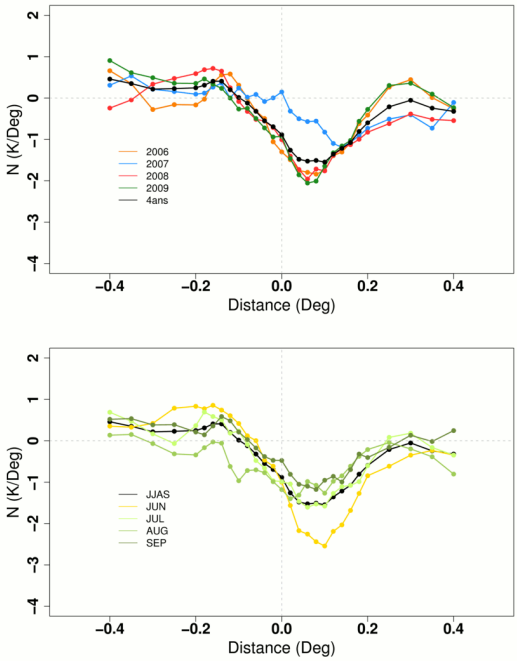


Figure 13: Variation en fonction de la distance au point d'initiation et parallèlement à la direction du vent en basses couches d'un gradient de température de surface normalisé (noté N, définition non détaillée ici)

en haut pour les 4 mois JJAS de chacune des 4 années de 2006 à 2009;
en bas pour les mois de juin, juillet, aout 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)

(iv) *Développement de convection diurne au Sahel: un cas d'étude pour la modélisation*

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 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 présenté 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'encadrais avec Fleur Couvreux (cf. documents AMMA-EU D21Ak et D21Al).

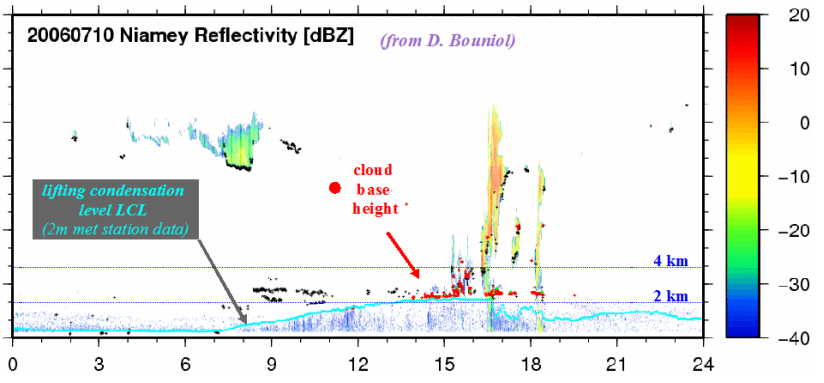


Figure 14: Diagramme temps-altitude montrant le développement de la couche limite diurne puis le passage d'un système convectif le 10 juillet 2006 au dessus de la station ARM mobile facility installée à Niamey.
En plage de couleur le champ de réflectivité (dBZ) du radar nuages qui indique la présence de nuages.

les points rouges (noirs) sont les bases de nuages diagnostiquées par un ceilomètre (un lidar micropulse). La courbe turquoise est le niveau de condensation (LCL) calculé à partir des données de la station météo à 2m. (Source: figure de Dominique Bouniol)

La figure 14 montre le passage de ce petit système convectif au dessus de la station ARM à Niamey à 17h30. La sècheresse 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 à une forte croissante de la couche limite, tandis que le niveau de convection libre reste élevé, et que la CAPE n'augmente pas, contrairement à ce qu'on observe dans des régions plus humides (Fig. 15).

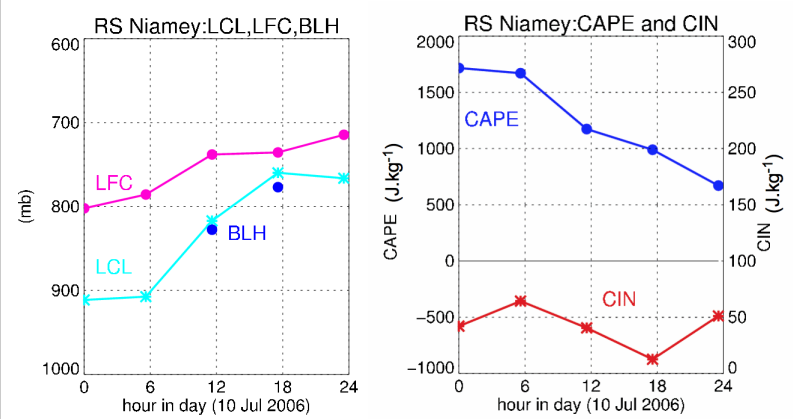


Figure 15: estimations à partir des sondages

à gauche
- du niveau de condensation (LCL, courbe turquoise),
- du niveau de convection libre (LFC, courbe rose)
- de la hauteur de la couche limite (BLH, points bleus)

à droite de la CAPE (en bleu) et de la CIN (en rouge)

La Figure 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.

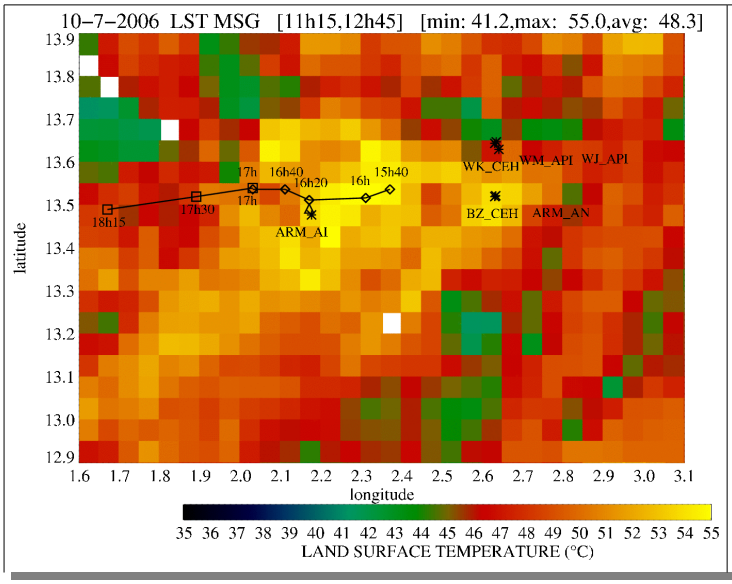
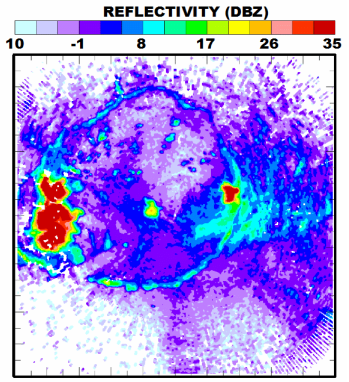


Figure 16: température de surface le matin du 10 juillet 2006 (produit LAND-SAF).

la trajectoire estimée du système convectif dans le domaine est indiquée en trait noir et les différentes stations météo installées sur la zone sont indiquées par des étoiles noires.

A 18h, un courant de densité convectif remarquablement circulaire occupe les basses couches (Fig. 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.



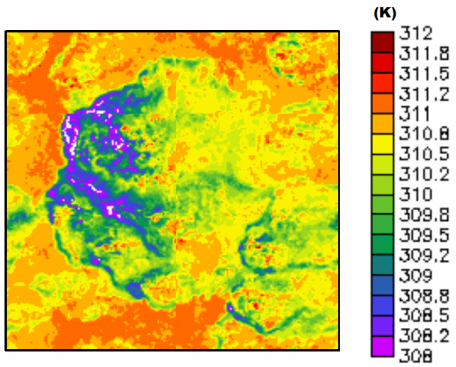


Figure 17: *coupe horizontale à 18h et à 600m au dessus de la surface: à gauche de la réflectivité du radar MIT (sensible aux gradient de température); à droite de la température potentielle simulée. La taille des 2 domaines est 100 km x 100 km.*

(Source: à gauche Lothon et al. 2010, à droite figure de Rio et Couvreux)

Finalement, des premières comparaisons des résultats de simulations type LES/CRM avec des simulations colonnes SCM ont été réalisées (Fig. 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 nuageuses (détrainement).

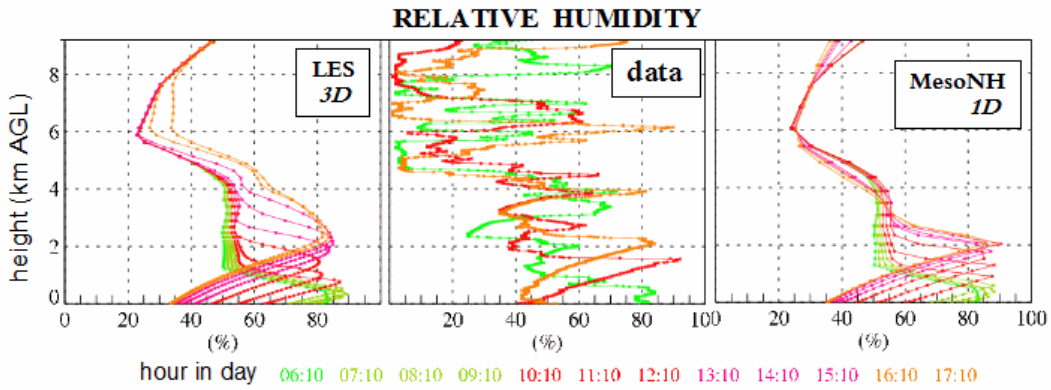


Figure 18: *Profils verticaux successifs d'humidité relative (voir code couleurs pour les heures de la journée) pour la simulation LES MésoNH (à gauche), les sondages (au milieu), et la simulation SCM MésoNH (à droite).*