

UNIVERSITÉ TOULOUSE III – PAUL SABATIER
ÉCOLE DOCTORALE
«SCIENCES DE L'UNIVERS, DE L'ENVIRONNEMENT ET DE L'ESPACE»

THÈSE

préparée pour l'obtention du grade de
DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ TOULOUSE III

Spécialité: Physique de l'Atmosphère

Par

Suzanne CRUMEYROLLE

Impact des systèmes convectifs sur les propriétés hygroscopiques des aérosols : Analyse de deux cas d'étude durant la campagne AMMA.

Sous la direction de
Jean-Louis BRENGUIER
Laurent GOMES

M. Serge CHAUZY
M. Paolo LAJ
M. Cyrille FLAMANT
M. Gilles BERGAMETTI
M. Wolfram WOBROCK
M. Jean-Luc REDELSPERGER
M. Jean-Louis BRENGUIER
M. Laurent GOMES

Président
Rapporteur
Rapporteur
Rapporteur
Examinateur
Examinateur
Directeur de thèse
Co-Directeur de thèse

UNIVERSITÉ TOULOUSE III – PAUL SABATIER
ÉCOLE DOCTORALE
«SCIENCES DE L'UNIVERS, DE L'ENVIRONNEMENT ET DE L'ESPACE»

THÈSE

préparée pour l'obtention du grade de
DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ TOULOUSE III

Spécialité: Physique de l'Atmosphère

Par

Suzanne CRUMEYROLLE

Impact des systèmes convectifs sur les propriétés hygroscopiques des aérosols : Analyse de deux cas d'étude durant la campagne AMMA.

Sous la direction de
Jean-Louis BRENGUIER
Laurent GOMES

M. Serge CHAUZY
M. Paolo LAJ
M. Cyrille FLAMANT
M. Gilles BERGAMETTI
M. Wolfram WOBROCK
M. Jean-Luc REDELSPERGER
M. Jean-Louis BRENGUIER
M. Laurent GOMES

Président
Rapporteur
Rapporteur
Rapporteur
Examinateur
Examinateur
Directeur de thèse
Co-Directeur de thèse

REMERCIEMENTS

Je tiens tout d'abord à remercier Laurent Gomes et Jean-Louis Brenguier pour m'avoir encadrée et encouragée tout au long de ce travail de thèse. Je tiens à les remercier d'avoir su me transmettre leur rigueur scientifique et leur enthousiasme.

J'exprime mes remerciements à tous les membres composant mon jury de thèse : au président, Monsieur Chauzy, aux rapporteurs, Messieurs Flamant, Laj et Bergametti ainsi qu'aux examinateurs Messieurs Redelsperger et Wobrock. Vos remarques m'ont permis d'avoir un regard neuf sur mon travail et ainsi d'améliorer considérablement ce manuscrit.

Ce travail de thèse a débuté par la campagne de mesures AMMA qui a été pour moi une expérience inoubliable aux côtés de nombreux scientifiques. Ce fut tout d'abord une aventure technique pour l'équipe « hygro » (voire même un casse tête chinois) à laquelle des scientifiques de deux laboratoires (CNRM et LaMP) ont participé. Dans un premier temps, je souhaiterais remercier Thierry Bourrianne sans qui l'élaboration des deux baies aurait été mission impossible... Nous formions une excellente équipe avec des tournevis, des instruments et tous ces raccords SWG qui nous entouraient !! Je tiens aussi à remercier Géraud Momboisse, l'ineffable Jean-Michel Etcheberry et Brigitte Gaillard pour le support technique. Dans un second temps, je voudrais remercier chaque personne de l'équipe SAFIRE pour leur efficacité mais aussi pour les bons moments (et ils furent nombreux), passés ensemble. Un petit mot pour les pintades (qui se reconnaîtront) : merci pour le soutien, la bonne humeur et les conseils scientifiques !!!

L'analyse des données fut la seconde étape de ce travail de thèse et le fruit d'une collaboration avec de nombreux scientifiques. Je tiens donc à remercier Alfons Scharzenboeck et Atsushi Matsuki pour les nombreuses conversations et les conseils scientifiques que vous m'avez accordés. Merci à Pierre Tulet qui m'a permis d'ajouter une partie modélisation et ainsi d'en comprendre la puissance ; et merci à lui pour les critiques constructives, bien sûr ! L'équipe MOANA fut d'un grand secours pour tous les problèmes d'ordre « convectif » : Francoise Guichard, Nicole Ascencio et Jean-Philippe Lafore ont trouvé le temps de répondre à mes questions et de m'aider à trouver de nouvelles pistes de recherche. A tous les trois, merci pour le partage de vos expériences scientifiques mais aussi pour votre amabilité. Je tiens aussi à remercier l'intégralité de l'équipe TRAMM, l'équipe Meso-NH ainsi que CTI pour l'assistance technique et les petits sauvetages. Finalement, je tiens à remercier Greg Roberts qui a partagé une partie de ses immenses connaissances scientifiques avec moi.

Un travail de thèse c'est aussi de nombreux moments de doute. Dans ces moments là, il est nécessaire d'avoir un entourage prêt à combattre le blues. Fred, Mag, Axelle et Anne, vous avez été pour moi un soutien inconditionnel. Grâce à vous, j'ai beaucoup appris sur les autres mais surtout sur moi-même ce qui m'a permis d'évoluer dans ma vie personnelle et

professionnelle. Merci aussi aux autres anciens thésards, comme par exemple Sophie pour m'avoir initier aux CCN, Julia pour les « tatati et tatata », pour le soutien même d'Espagne et pour la traduction de la blague de l'oeuf, au dieu de la mousson pour le temps qu'il m'a accordé, les RPP et les figures à deux semaines de la soutenance... Olivier pour les corrections intenses de ppt, les rillettes, 300 et les sorties cramages au ski. Cette équipe de « canard'che » ne serait pas complète sans Odile qui trouve toujours les bons mots et sait organiser des soirées jeu salvatrices. Merci pour tout... Je remercie Frédéric Burnet pour m'avoir fait comprendre que de ne rien savoir c'est déjà savoir quelque chose ! Et puis, je suis reconnaissante à tous les petits nouveaux et les grands anciens de MNPCA qui ont de près ou de loin participé à ce travail de recherche !

Je remercie mes parents pour la confiance qu'ils m'ont accordés tout au long de mes études, mon frère et ma tata-top pour les week-ends en famille à Montpellier. Une pensée pour Mily qui, malgré la distance, a toujours su rester une véritable amie... Un grand merci à ma coucou qui, à travers les années, s'est révélée être une véritable petite sœur. Sans oublier Stéphane qui a pris soin de moi pendant la dernière année de ma thèse et qui m'a permis de toujours garder le sourire !

TABLE DES MATIERES

LISTE DES ACRONYMES	iv
LISTE DES FIGURES	vi
INTRODUCTION	1
CHAPITRE 1 : LA MOUSSON AFRICAINE	5
1.1. Généralité	6
1.2. Présentation des éléments clefs	7
1.2.1 La circulation de la mousson africaine	7
1.2.2 Les systèmes convectifs de méso-échelle (MCS)	9
1.3. Présentation des Mécanismes clefs	12
1.3.1 Le gradient de température	12
1.3.2 Les conditions de surface	13
1.3.3 L'impact des aérosols	15
1.4. La campagne AMMA	17
1.4.1 Les périodes d'observations	17
1.4.2 La stratégie des mesures sol	19
1.4.3 La stratégie aérienne	19
1.5. Conclusion	20
CHAPITRE 2 : L'ETUDE DES AEROSOLS	21
2.1. Caractéristiques générales	22
2.1.1 Les sources et flux des particules d'aérosol	22
2.1.2 Caractérisations physiques	23
2.1.3 Caractérisation optique	25
2.1.4 Composition chimique	27
2.1.5 Caractérisation des propriétés hygroscopiques	29
2.2. Les aérosols présents en Afrique de l'ouest	32
2.2.1 Les aérosols désertiques	33
2.2.2 Les aérosols de feux de biomasse	38
2.2.3 Les aérosols marins	42
2.3. Interactions aérosols et précipitations	44
2.3.1 L'impact des aérosols sur les précipitations	44
2.3.2 Lessivage des aérosols par les précipitations	45

2.4. Conclusion	48
CHAPITRE 3 : METHODOLOGIE ET STRATEGIE	
3.1. Instrumentation	52
3.1.1 Instruments embarqués sur le fuselage ou sous les ailes	52
3.1.2 La veine communautaire	53
3.1.3 Baies instrumentées	60
3.2. Conception et réalisation du montage instrumental	69
3.2.1 La conception	69
3.2.2 La réalisation	71
3.3. Stratégie d'échantillonnage	73
3.4. Etude des systèmes convectifs de méso-échelle	78
3.5. Conclusions	82
CHAPITRE 4 : ANALYSES DES OBSERVATIONS	
4.1. Cas du mois de juillet	84
4.1.1 Conditions météorologiques	84
4.1.2 Caractérisation des couches atmosphériques	88
4.1.3 Caractérisations des particules d'aérosols	91
4.1.4 Caractérisation de la volatilité des aérosols	104
4.1.5 Bilan des observations	108
4.2. Cas du mois d'août	110
4.2.1 Conditions météorologiques de la situation	110
4.2.2 Evènement particulier	112
4.2.3 Caractérisation des différentes couches	113
4.2.4 Observations des aérosols	115
4.2.5 Bilan des observations	134
4.3. Conclusions	136
CHAPITRE 5 : ANALYSES NUMERIQUES DES MASSES D'AIR	
5.1. Etude de cas : Simulation Méso-NH de la situation du 1 et 2 Juillet 2006	140
5.1.1 Description générale du modèle	140
5.1.2 Approche utilisée	141
5.1.3 Analyse et validation dynamique des systèmes convectifs	144
5.1.4 Les aérosols désertiques	154
5.1.5 Bilan	165
5.2. Etude de cas : MCS observé le 14/15 août 2006	167
5.2.1 Description du modèle HYSPLIT-4.	167
5.2.2 Origines des masses d'air échantillonnées par l'ATR-42	168

5.2.3 Bilan	175
5.3. Conclusions	177
CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES	179
ANNEXES	185
Annexe A	186
Annexe B	193
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	199

LISTE DES ACRONYMES

A

AEJ	Jet d'Est Africain
AI	Indice d'aérosols
AMMA	Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine
AOT	Aérosol Optical Depth
ATN	Epaisseur optique des aérosols
GDAS	Atténuation optique
	Global Data assimilation System

C

CAPE	Convective Available Potential Energy
	Energie Potentille Disponible pour la Convection
CCN	Cloud Condensation Nuclei
	Noyau de Condensation Nuageuse
CEP	Centre Européen de Prévisions
CL	Couche Limite
CNRM	Centre National de Recherche Météorologique
COS	Composés Organiques Solubles
CPC	Condensation Particle counter
CVI	Compteur de noyaux de condensation
	Counterflow Virtual Impactor

D

DBM	Débitmètre régulateur
DMA	Differential Mobility Analyser
DMPS	Differential Mobility Particle Sizer

E

EDX	Energy Dispersive X-ray
	Analyse Dispersive en Energie
EOP	Enhanced Observation Period
	Période d'Observations Renforcée

F

FIT	Front Inter Tropical
-----	----------------------

G

GCCN	Giant Cloud Condensation Nuclei
	Noyaux de Condensation Nuageux Géants

I

IN	Ice Nuclei
	Noyau de glace

J

JET	Jet d'Est Tropical
JOST	Jet d'Ouest Subtropical

L

LOP Long Observations Period
Période d'Observation Longue

M

MCS Mesoscale Convective System
Système Convectif de Méso-échelle
ML Monsoon Layer
Couche de Mousson
MNPCA Microphysique des Nuages et des Précipitations et Chimie de l'Atmosphère

N

NCEP National Center for Environmental Prediction

O

OPC Optical Particle counter
Compteur optique de particule

S

SAFIRE Service des Avions Instrumentés pour la Recherche en Environnement
SAL Couche d'Air Saharien
SDI Solid Diffusion Inlet
SEM Scanning Electron Microscope
Microscope Electronique à Balayage
SMPS Scanning Mobility Particle Sizer
SOP Special Observations Period
Période d'Observation Spéciale
SST Sea Surface Température
Température de Surface de la Mer

T

TOMS Total Ozone Mapping Spectrometer

V

VC Veine Communautaire

Z

ZCIT Zone de Convergence Inter Tropicale

LISTE DES FIGURES

Figure 1.1	Série temporelle d'anomalie de pluie sur le Sahel de 1905 à 2005, exprimée par la déviation par rapport à la moyenne sur 98 années divisée par la déviation standard.	6
Figure 1.2	Schéma conceptuel représentant une moyenne zonale des éléments clés de la mousson africaine pendant l'été boréal : la circulation méridienne-verticale et les vents zonaux dominants. Le graphique du bas représente les profils méridiens de température potentielle (θ) et de température potentielle équivalente (θ_e) dans la couche limite atmosphérique. Cf. texte pour détails. Source : <i>Peyrille (2006)</i> .	8
Figure 1.3	Au Sahel, dans la région du delta central du Niger, la mousson s'accompagne de l'arrivée de lignes de grains. Celles-ci peuvent s'étendre sur plusieurs centaines de kilomètres de longueur et donner lieu à de violentes précipitations. © CNRS Photothèque	10
Figure 1.4	Schéma conceptuel de la structure d'une ligne de grains d'après <i>Lafore (1990)</i> .	11
Figure 1.5	Images satellites MODIS avec des particules minérales transportées par le vent à gauche et les particules de feux de biomasse à droite. Source AMMA-MODIS-CNRS/IPSL.	15
Figure 1.6	Le système régional d'observation de la SOP : les instruments notés en rouge ont été disponibles uniquement pour la SOP	17
Figure 1.7	Les périodes d'observations d'AMMA	18
Figure 1.8	Les sous périodes de la SOP.	19
Figure 2.9	Description et processus de formation des différents modes <i>Whitby (1978)</i> .	26
Figure 2.10	Estimation de la distribution globale de l'épaisseur optique des aérosols (AOD) troposphériques à 550 nm obtenue en associant les données de six satellites (entre 1979 et 2004). AFR: Afrique, SAS: sud de l'Asie, SEA: Asie du sud-est, EAW: Est de l'Asie et le nord-ouest de l'Amérique, NAE: Nord-est de l'Amérique, Atlantique nord et Europe, SAM: Amérique du sud, MAR: Environnement marin et AH: Brouillard Arctique. Source : S. Kinne MPI, Hamburg, Germany.	27
Figure 2.11	Image du satellite MODIS représentant les aérosols le 10 juin 2004. La fraction fine (axe y) varie du vert pour une fraction fine nulle jusqu'au rouge représentant une fraction fine égale à 1. Le bleu représente des conditions propres ($AOD < 0.1$). Le vert (respectivement rouge) correspond à des épaisseurs optiques plus importantes dues aux particules du mode grossier (respectivement fin). Donc les poussières désertiques pures sont en vert et les feux de biomasse ou la pollution sont en rouge (<i>Kaufman, et al., 2005</i>).	28

Figure 2.12	Composition chimique moyenne des aérosols prélevés sur un site isolé (a), rural (b) et pollué (c). EC= carbone élémentaire, WINSOC= Composés organiques insolubles, WINSIC= Carbone inorganique insoluble, WSOC= Composés organiques solubles, ND= partie indéterminée (<i>Zappoli et al 1999</i>).	29
Figure 2.13	Diagramme de Raoult à température constante (<i>Seinfeld et Pandis, 1998</i>).	32
Figure 2.14	Courbe de Köhler. Source : <i>Seinfeld et Pandis, 1998</i> .	33
Figure 2.15	Schéma des deux principaux processus générant des poussières désertiques : la saltation et le sandblasting. Ces processus ont lieu uniquement lorsque la vitesse seuil d'érosion des sols est dépassée.	35
Figure 2.16	Nombre de jours de brumes sèches et précipitations annuelles mesurées à la station de Gao, Mali, de 1952 à 1984 (<i>N'Tchayi et al., 1994</i>).	37
Figure 2.17	Répartition saisonnière des superficies brûlées en Afrique, de novembre 1990 à octobre 1991, obtenue par analyse de séries de données AVHRR NOAA à faible résolution (Global Area Coverage) (5 km), selon une technique pluri-temporelle, multi-seuils pour l'identification des zones touchées par les incendies (<i>Barbosa, 1997</i>).	41
Figure 2.18	Schémas représentant une particule de rayon r dont le centre est dans la section balayée par une goutte de rayon R , par unité de temps. a) Représentation de la section balayée par la goutte collectrice, en bleu. b) La distance Δ entre la goutte et la particule est inférieure à la valeur critique Δ_0 : il y a collision. c) La distance Δ entre la goutte et la particule est supérieure à la valeur critique Δ_0 : la gouttelette suit la ligne de courant sans entrer en collision.	48
Figure 2.19	Estimation semi-empirique du coefficient d'efficacité E de deux gouttes ($R=0.1\text{mm}$ et $R=1\text{mm}$) en fonction de la taille des particules collectées. La densité des particules collectées est constante.	49
Figure 3.20	Représentation schématique de l'influence du paramètre aéraulique (<i>Renoux et Boulaud, 1998</i>). R est le rapport de la vitesse extérieure sur la vitesse dans la veine de prélèvement. $R=1$ Représente la condition d'isocinétisme.	56
Figure 3.21	Représentation schématique de l'influence de la condition d'isocinétisme et de la condition anisoaxialité (<i>Renoux et Boulaud, 1998</i>).	57
Figure 3.22	Coupe de la tête de veine (dessin technique de la COMAT, Luc Dato).	59
Figure 3.23	Photo de la veine communautaire vue de face placée sur l'ATR-42.	60
Figure 3.24	Partie de la veine communautaire à l'intérieur de la cabine de l'ATR-42.	61
Figure 3.25	Schéma d'une grille de nickel plastifiée renforcée. (Source : adapté du catalogue Pelco International).	65
Figure 3.26	Distribution verticale des aérosols mesurée par le CPC 3025 (rouge) le CPC 3010 (bleu), le GRIMM (noir) et le SMPS (vert) durant le vol scientifique du 1er juillet 2006. Les symboles ouverts représentent la CL, tandis que les symboles pleins représentent la SAL. On peut noter que la distribution verticale des aérosols déterminée par le CPC 3025 est toujours supérieure à celle du CPC 3010.	68
Figure 3.27	Distribution granulométrique en nombre moyennée (trait plein noir) et après ajustement par des lois log-normales (trait plein rouge) des aérosols le 1 ^{er} juillet 2006 dans la couche intermédiaire entre 1500 m et 2800 m (a) et dans la couche limite (b). La zone grisée représente la variabilité des mesures.	69

Figure 3.28	Schéma du système de caractérisation des propriétés physiques de l'aérosol de la veine communautaire durant la SOP1 du projet AMMA. DBM : Débitmètre régulateur. Les instruments en bleu contiennent un orifice critique leur permettant de contrôler leur débit quelle que soit la pression.	72
Figure 3.29	Schéma de la mesure de la composition chimique de l'aérosol derrière la Veine communautaire. DBM : Débitmètre régulateur.	73
Figure 3.30	Les 2 baies instrumentales de la veine communautaire dans l'ATR-42.	74
Figure 3.31	Les différents plan de vol effectués par l'ATR-42 durant la campagne AMMA.	78
Figure 3.32	Situation géographique des vols des cas d'étude au mois de juillet en rouge et au mois d'août en bleu.	81
Figure 3.33	Plans de vol effectués le 1 ^{er} juillet 2006 (a) et le 2 juillet 2006 (c). Sur chaque axe (E/O et N/S) plusieurs niveaux d'altitude ont été explorés et sont représentés en b) et d).	82
Figure 3.34	Plans de vol effectués le 14 (a) et le 15 août 2006 (c). Les niveaux d'altitudes sont répertoriés pour chaque vol en b) et d).	83
Figure 4.35	Géopotentiel (m) en niveau de pression et de la direction du vent (vecteurs) à 850 hPa le 1er Juillet 2006 à 12h00 UTC (Analyses du CEP).	86
Figure 4.36	Analyses du Centre Européen de Prévision de l'humidité (zone colorée) en g.kg ⁻¹ et de la direction du vent (vecteurs) à 850hPa le 1er Juillet 2006, 12h00 UTC.	87
Figure 4.37	Evolution du MCS le 1er juillet 2006 à 15:00 UTC (a), 17:00 UTC (b), 19:00 UTC (c), 21:00 UTC (d), 23:00 UTC (e) et le 2 juillet à 01:00 UTC (f), à 06:30 UTC (g) et à 16:30 UTC (h).	89
Figure 4.38	Sondage effectué lors du vol de l'ATR-42 le 1er juillet 2006 entre 11:38 et 12:04 UTC. La courbe bleu foncé représente la température du point de rosée (°C) et la courbe cyan représente la température (°C). La force et la direction du vent sont indiquées par les barbules à droite du radiosondage. Source : Météo-France Aïdagraph.	91
Figure 4.39	Sondage effectué lors du vol de l'ATR-42 le 2 juillet 2006 entre 11:52 et 12:27 UTC. La courbe bleu foncé représente la température du point de rosée (°C) et la courbe cyan représente la température (°C). La force et la direction du vent sont données par les barbules à droite du radiosondage. Source : Météo-France Aïdagraph.	92
Figure 4.40	Concentration moyenne des aérosols (CN en part.cm ⁻³) en fonction de l'altitude (m). Les étoiles représentent les données acquises dans la couche limite, tandis que les points représentent les données acquises dans la couche d'air Saharien. La dispersion des mesures est indiquée par les barres horizontales et est calculée à partir de l'écart type des données moyennées. Les barres d'erreurs correspondent à la variabilité de la mesure ($\pm 1\sigma$).	94
Figure 4.41	Concentrations des particules dont le diamètre est supérieur à 0.3µm en fonction de l'altitude. En rouge les données avant le passage du MCS en bleu après le passage du MCS. Les barres d'erreurs correspondent à la variabilité de la mesure ($\pm 1\sigma$).	95

Figure 4.42	Rapport de la concentration des particules dont le diamètre est supérieur à $0.3\mu\text{m}$ sur la concentration totale des particules. Rouge = avant le MCS, Bleu = après le MCS. Les barres d'erreurs correspondent à la variabilité de la mesure ($\pm 1\sigma$).	96
Figure 4.43	a) Concentration totale des particules moyennée sur le pas de temps de la mesure de CCN en fonction de l'altitude et b) Concentration de CCN en fonction de l'altitude. Les barres d'erreurs correspondent à la variabilité de la mesure ($\pm 1\sigma$).	97
Figure 4.44	Rapport de CCN sur CN à 0.6% de sursaturation en fonction de l'altitude. La couleur rouge représente le vol avant le MCS tandis que la couleur bleue représente le vol après le passage du MCS. Les barres d'erreurs correspondent à la variabilité de la mesure ($\pm 1\sigma$).	98
Figure 4.45	Distribution granulométrique en nombre des aérosols a) dans la couche intermédiaire entre 1500 m et 2800 m et b) dans la couche limite. Les barres verticales correspondent à la variabilité de la mesure ($\pm 1\sigma$) et les points représentent les observations moyennées.	99
Figure 4.46	Etude de la variance des mesures du SMPS et de l'OPC dans la couche intermédiaire (a) et dans la couche limite (b).	100
Figure 4.47	Distribution granulométrique en volume des aérosols a) dans la couche intermédiaire entre 1500 m et 2800 m et b) dans la couche limite.	101
Figure 4.48	Abondance relative des différents types d'aérosols en fonction de l'altitude (m) a) le 1er juillet, avant le passage du MCS; b) le 2 juillet, après le passage du MCS.	103
Figure 4.49	Fréquence de détection de soufre (rouge) et de chlore (bleu) sur les poussières désertiques du mode accumulation en fonction de l'altitude. Les échantillons ont été prélevés le 2 juillet 2006.	104
Figure 4.50	Images prises au microscope électronique à balayage sur les substrats de l'impacteur pour les particules du mode grossier prélevées à 2790 m le 1er juillet (à gauche) et à 3090 m le 2 juillet (à droite).	105
Figure 4.51	Comparaison entre les distributions granulométriques de référence (trait plein resp. bleu et rouge, Tableau 4.11), et celles observées après volatilisation (zones colorées) le 1er juillet 2006, avant le passage du MCS, dans la SAL (a) et dans la couche limite (b). Les deux modes principaux sont nommés Mode 1 et Mode 2.	107
Figure 4.52	Comparaison entre les distributions granulométriques de référence (trait plein resp. bleu et rouge, Tableau 4.11), et celles observées après volatilisation (zones colorées) le 2 juillet 2006, après le passage du MCS, dans la SAL (a) et dans la couche limite (b). Les deux modes principaux sont nommés Mode 1 et Mode 2.	109
Figure 4.53	Géopotentiel (m) en niveau de pression à 850 hPa le 13 août 2006 à 12h00 UTC (Analyses du CEP).	112
Figure 4.54	Analyses du CEP de l'humidité (zone colorée) en $\text{g}.\text{kg}^{-1}$ et de la direction des vents (vecteurs) à 850hPa le 13 août 2006, 12h00 UTC.	113
Figure 4.55	Evolution du MCS le 13 août à 15:00 UTC (a), le 14 août 2006 à 01:00 UTC (b), 08:00 UTC (c), 10:00 UTC (d), 12:00 UTC (e), à 14:00 UTC (f), à 17:00 UTC (g) et le 15 août à 18:45 UTC (h).	114
Figure 4.56	Concentration en oxyde carbone (CO) déterminée par Moppit et moyennée du 8 août au 14 août à 700hPa.	115

Figure 4.57	Sondage effectué lors du vol de l'ATR-42 le 14 août 2006 entre 11:23 et 11:46 UTC. La courbe bleu foncé représente la température du point de rosée (°C) et la courbe cyan représente la température (°C). La force et la direction du vent sont indiquées par les barbules à droite de l'émagramme. Source : Météo-France Aïdagraph.	116
Figure 4.58	Sondage effectué lors du vol de l'ATR-42 le 15 août 2006 entre 11:06 et 11:29 UTC. La courbe bleu foncé représente la température du point de rosée (°C) et la courbe cyan représente la température (°C). La force et la direction du vent sont indiquées par les barbules à droite de l'émagramme. Source : Météo-France Aïdagraph.	117
Figure 4.59	Concentration de CN (part.cm ⁻³) en fonction de l'altitude (m) le 14 août 2006 avant le passage du MCS (rouge) et le 15 août 2006 après le passage du MCS (bleu). Les barres horizontales correspondent à la variabilité de la mesure ($\pm 1\sigma$).	118
Figure 4.60	Concentrations des particules dont le diamètre est supérieur à 300 nm en fonction de l'altitude. En rouge les données avant le passage du MCS en bleu après le passage du MCS. Les barres horizontales correspondent à la variabilité de la mesure ($\pm 1\sigma$).	119
Figure 4.61	Rapport de la concentration des particules dont le diamètre est supérieur à 300 nm sur la concentration totale des particules. Rouge = avant le MCS, Bleu = après le MCS. Les barres horizontales correspondent à la variabilité de la mesure ($\pm 1\sigma$).	120
Figure 4.62	Profils verticaux de la concentration de CCN (pointillés) et de CN (trait plein) en part.cm ⁻³ avant (a) et après (b) le passage du MCS. Les barres horizontales correspondent à la variabilité de la mesure ($\pm 1\sigma$).	121
Figure 4.63	Rapport CCN/CN à 0.6% de sursaturation en fonction de l'altitude. La couleur rouge représente le vol avant le MCS tandis que la couleur bleue représente le vol après le passage du MCS. Les signes pleins (vides) représentent les données dans la SAL (couche limite). Les barres verticales correspondent à la variabilité de la mesure ($\pm 1\sigma$).	122
Figure 4.64	Distribution granulométrique en nombre des aérosols moyennée dans la couche d'air Saharien (Haut) et dans la couche limite (Bas), avant (rouge) et après (bleu) le passage du MCS, Les concentrations sont normalisées en dN/dlogDp. Ces données sont obtenues en combinant les données du SMPS et du GRIMM (points). Les barres verticales correspondent à la variabilité de la mesure ($\pm 1\sigma$).	123
Figure 4.65	Etude de la variance des mesures du SMPS et de l'OPC dans la couche intermédiaire (a) et dans la couche limite (b).	124
Figure 4.66	Distribution granulométrique volumique des aérosols moyennée dans la couche d'air Saharien (Haut) et dans la couche limite (Bas), avant (rouge) et après (bleu) le passage du MCS,. Les concentrations dV/dlogDp sont données en $\mu\text{m}^3.\text{cm}^{-3}$. Ces données sont issues du SMPS et du GRIMM.	126
Figure 4.67	Abondance relative des différents types d'aérosol, dont le diamètre est compris entre 200 et 1600nm, en fonction de l'altitude (m) a) le 14 août, avant le passage du MCS; b) le 15 août, après le passage du MCS.	128
Figure 4.68	Fréquence de détection des éléments soufre (S, trait plein) et chlore (Cl, pointillés) sur les poussières désertiques détectées avant (rouge) et après (bleu) le passage du MCS, en fonction de l'altitude.	130

Figure 4.69	Abondance relative des différents types d'aérosol, dont le diamètre est supérieur à 1600nm, en fonction de l'altitude (m) le 14 août, avant le passage du MCS.	132
Figure 4.70	Fréquence de détection de soufre (rouge) et de chlore (bleu) sur les poussières désertiques du mode grossier en fonction de l'altitude, le 14 août 2006.	133
Figure 4.71	Images prises grâce à un microscope à balayage électronique sur les substrats de l'impacteur pour les particules du mode grossier prélevées à 3061 m le 14 août à gauche et à 4560 m le 15 août à droite	133
Figure 4.72	Composition chimique de la fraction ionique majeure, déterminée à partir de filtres totaux, le 14 août 2006 et le 15 août 2006.	135
Figure 5.73	Température de brillance modélisée le 1 ^{er} juillet à 17:00 UTC (a), 19:00 UTC (b), 21:00 UTC (c), 23:00 UTC (d), et le 2 juillet à 01:00 UTC (e), 03:00 UTC (f). Les iso-contours représentent les vitesses verticales à 4000 m supérieures à 5m.s^{-1} .	147
Figure 5.74	Radiosondages simulés à 14.5°N et 3.3°E le 1 ^{er} juillet 2006 à 13:00 UTC (a) 15:00 UTC (b) 17:00 UTC (c) 19:00 UTC (d) représentant à gauche la température du point de rosée et à droite la température.	148
Figure 5.75	Comparaison a) d'une image satellite le 1er juillet à 00:00 UTC avec b) la température de brillance modélisée le 1er juillet à 19h. Les croix représentent les positions d'initialisation des MCS, les lignes (jaunes en (a) et noires en (b)) la trajectoire des MCS et les triangles correspondent aux zones de dissipation des MCS.	149
Figure 5.76	Comparaison des observations (noir) avec les résultats de la modélisation (rouge) pour plusieurs paramètres météorologiques : la température (K) (a), la pression (hPa) (b), la moyenne de la vitesse des vents (m.s^{-1}) (c), les précipitations (mm) (d) à Niamey du 1 ^{er} juillet 2006 à 00:00 UTC au 2 juillet 2006 à 18:00 UTC. Les données observées proviennent du site de mesure au sol ARM (http://www.archive.arm.gov/).	151
Figure 5.77	Précipitations (mm) cumulées du 1er juillet 19:00 UTC jusqu'au 2 juillet 04:00 UTC.	152
Figure 5.78	Rétrotrajectoires simulées pour différentes altitudes (500, 1500, 2000, 3000 et 5000 m) à toutes les heures. Le point final est Banizoumbou le 1 ^{er} juillet à 07:00 UTC. a) Coupe horizontale b) Coupe verticale suivant la longitude.	154
Figure 5.79	Rétrotrajectoires simulées pour différentes altitudes (500, 1500, 2000, 3000 et 5000 m) à toutes les heures. Le point final est Banizoumbou le 2 juillet à 07:00 UTC. a) Coupe horizontale b) Coupe verticale suivant la longitude.	155
Figure 5.80	Concentration massique des poussières désertiques ($\mu\text{g.m}^{-3}$) à la surface le 1 ^{er} juillet 2006 a) à 07:00 UTC, b) à 19:00 UTC et c) le 2 juillet à 07:00 UTC. Les vecteurs représentent la direction et la vitesse du vent. Sur la figure 5.81c sont représentées les rétrotrajectoires à 100, 200, 300, 400 et 500 m durant 7 heures.	157
Figure 5.81	Epaisseur optique des aérosols (AOD) simulée (longueur d'onde : 0.56 μm , domaine entier) le 1 ^{er} juillet 2006 à 07:00 UTC (a) à 07:00 UTC (b) et le 2 juillet 2006 à 07:00 UTC (c). Les valeurs observées sont indiquées dans les rectangles (longueur d'onde : 0.44 μm).	160

Figure 5.82	a) Concentration massique ($\mu\text{g.m}^{-3}$) simulée (le 2 juillet à 07:00 UTC) à Banizoumbou ainsi qu'aux quatre extrémités de la croix effectuée par l'ATR-42 pendant le vol de mesures 12 heures après le passage du MCS le 2 juillet. b) Comparaison des concentrations massiques observée grâce à l'ATR-42 (rouge) le 2 juillet 2006, et modélisée en ne prenant en compte que les aérosols réellement échantillonnés par l'ATR-42 le 2 juillet 2006 à 07:00 UTC, 08:00 UTC, 09:00 UTC, 10:00 UTC en fonction de l'altitude.	162
Figure 5.83	Coupe verticale suivant la latitude 13.4°N et 14.3°N (voir la localisation sur la Figure 5.80b) le 1er juillet 2006 à 20:00 UTC. a) Rapport de mélange pour l'eau nuageuse et glacée (couleur) et rapport de mélange de l'eau de pluie (isolines) en g.kg^{-1} en fonction de l'altitude. Les vecteurs représentent la direction et la vitesse du vent. b) Concentration des poussières désertiques ($\mu\text{g.m}^{-3}$) en fonction de l'altitude.	164
Figure 5.84	Concentration des poussières désertiques en $\mu\text{g.m}^{-3}$ en fonction de l'altitude entre 13.5°N et 14.8°N le 1er juillet 2006 à 20:00 UTC. Les isolines correspondent à la concentration massique ($\mu\text{g.m}^{-3}$) en poussières désertiques contenues dans des gouttes de pluies.	166
Figure 5.85	Coupe horizontale à 1500 m de l'évaporation en g.kg^{-1} cumulée entre 18:00 le 1er juillet 2006 et 07:00 UTC le 2 juillet 2006. La rétrotrajectoire arrivant à 1500 m au-dessus de Banizoumbou apparaissant sur la Figure 5.79 est à nouveau représenté sur cette figure.	167
Figure 5.86	Rétrotrajectoires tracées par le modèle Hysplit-4 dont le point final est 13°N en latitude et 1°E en longitude le 14 août 2006 à 12:00 UTC. Le pas de temps est de 6 heures pendant 120 heures. En a) sont représentées les rétrotrajectoires en basses couches (500 m, 1500 m, 2000 m), en b) les rétrotrajectoires dans les couches supérieures (3000 m, 4000 m et 5000 m).	171
Figure 5.87	Humidité relative (%) des masses d'air suivant les rétrotrajectoires tracées sur la Figure 5.87 du 9 août à 12:00 UTC au 14 août 12:00 UTC. Les taux de précipitation sont représentés par des histogrammes rouge pour la masse d'air à 500 m et bleu pour la masse d'air à 1500 m.	172
Figure 5.88	Rétrotrajectoires tracées par le modèle Hysplit-4 dont le point final est 12.5°N en latitude et 1°E en longitude le 14 août 2006 à 12:00 UTC. Le pas de temps est de 6 heures pendant 120 heures. En a) sont représentées les rétrotrajectoires en basses couches (500, 1500, 2000 m), en b) les rétrotrajectoires dans les couches supérieures (3000, 4000 et 5000 m).	174
Figure 5.89	Humidité relative (%) des masses d'air suivant les rétrotrajectoires tracées sur la Figure 5.89 du 10 août à 12:00 UTC au 15 août 12:00 UTC.	175

Figure 5.90 Image satellite SEVERI le 12 août 2006 à 00:00 UTC (a) et le 13 août 2006 à 00:00 UTC (b), tirée de trois canaux infrarouges du SEVIRI/IMAGER sur Meteosat-8, dont les longueurs d'onde sont de 12.0, 10.8 et 8.7 millimètres. Cette image faussement colorée a été créée en utilisant un algorithme d'EUMETSAT, qui colore en rouge la différence entre les canaux de 12.0 et de 10.8 mm, en vert la différence entre les canaux de 10.8 et de 8.7 mm et en bleu le canal de 10.8 mm. La poussière apparaît rose ou magenta, la vapeur d'eau en bleu foncé, les nuages en rouge foncé et la surface en bleu pale. Les lignes rouges surimposées représentent les trajectoires des masses d'air à 4000 m (a) et 3000 m (b). Les croix correspondent à la position des masses d'air au moment où l'image satellite est prise. Les cercles orange délimitent les nuées de poussières désertiques.

RESUME

En Afrique de l'ouest, sous l'influence de deux systèmes majeurs de transport atmosphérique, l'harmattan et le flux de mousson, trois types d'aérosols prédominent : les aérosols de feux de biomasse, les poussières désertiques et les sels marins. Ces aérosols qui ont des propriétés physico-chimiques, optiques et hygroscopiques très différentes peuvent se mélanger au cours de leur transport, modifiant ainsi l'impact qu'ils peuvent avoir d'une part sur les propriétés radiatives de l'atmosphère et d'autre part sur la formation des nuages et leur précipitation. De façon à caractériser au mieux ces particules dans le cadre du projet AMMA, une veine de prélèvement aéroportée, ainsi qu'une plate-forme instrumentale adaptée ont été initialement développées et implémentées dans l'avion de recherche ATR-42. Lors de la campagne de mesure AMMA, différents plans de vols ont été effectués, chacun d'entre eux répondant à un objectif scientifique précis. Le but de cette étude est de mieux comprendre l'impact des systèmes convectifs de méso-échelle (MCS) sur la modification des propriétés hygroscopiques des aérosols. Pour cela, deux cas d'étude AMMA ont été sélectionnés : le premier au mois de juillet (SOP1) et le second au mois d'août 2006 (SOP2).

L'analyse de ces deux cas d'étude révèle une augmentation de la capacité hygroscopique des aérosols après passage du MCS liée à la présence d'éléments solubles à la surface des particules d'aérosols. Afin de mieux comprendre les processus qui dans le MCS sont capables de modifier les propriétés de surface des aérosols, une modélisation numérique du premier cas d'étude a été réalisée. Cette simulation met en évidence un mélange en phase aqueuse des éléments solubles provenant des basses couches et des éléments insolubles provenant des couches supérieures consécutif au mouvement des courants descendants et ascendants dans le MCS. Après évaporation, ces particules recouvertes d'une pellicule de surface composée d'éléments solubles tels que les nitrates, les sulfates ou les chlorures sont réinjectées dans l'atmosphère en ayant gagné des propriétés CCN. Les conséquences de ces résultats sont finalement discutées.

ABSTRACT

The Harmattan and the monsoon flux are the major systems of atmospheric transport in West Africa. Because of these two fluxes, three different types of particles prevail: biomass burning aerosols, desert dusts and sea salts. These particles, which have different physico-chemical, optical and hygroscopic properties, can mix during their transport and modify the impact on atmospheric radiative properties. To characterize these particles within the project AMMA, an isokinetic inlet and an instrumental platform were developed and deployed in the French research aircraft (ATR-42). The purpose of this study is to better understand the impact of the méso-scale convective systems (MCS) on the modification of the aerosol hygroscopic properties. For that purpose, two AMMA study cases were selected: the first one in July (SOP1) and the second in August (SOP2).

The analysis of these two study cases reveals after the MCS passage an increase of the aerosol hygroscopic capacity linked to the coating of soluble elements on the particle surfaces. A simulation of the first study case (SOP1) underlines the importance of MCS circulation in mixing air masses below and above the boundary layer. Our results show that water-soluble species (i.e. NaCl, or sulfate) found in the boundary layer are well-mixed with insoluble dust transported from the Saharan and Sahelian region. The mixing of soluble and insoluble aerosol appears to be in an aqueous phase (i.e. cloud droplets), which facilitates the addition of soluble compounds on dust particles. Upon evaporation, the addition of soluble species on dust particles enhances the aerosol hygroscopicity. The implications of these results are discussed.

INTRODUCTION

Les pluies sur l'Afrique de l'Ouest, sont en général très irrégulières, surtout dans la partie Nord de cette région du globe. Les graves conséquences des famines qu'a connues le Sahel pendant les années 70 et les années 80 ont conduit un grand nombre de chercheurs scientifiques (*Nicholson, 1981, Folland et al., 1986 ; Fontaine and Janicot, 1996 ; Lamb, 1983 ; Lamb and Peppler 1992*) à s'interesser aux mécanismes plausibles responsables des périodes de sécheresses. En fait, ces périodes correspondent toutes à une phase de déficit pluviométrique pratiquement continue de la fin des années 60 au milieu des années 90. Ce déficit pluviométrique n'a pas été limité au Sahel mais s'est étendu jusqu'à la côte du golfe de Guinée (*Lebel et al., 2000*). Le déficit moyen entre les années 70-80 et les années 50-60 est d'environ 180 mm par an. La rapide détérioration des ressources en eau a été dévastatrice pour les populations et l'économie du Sahel. Par exemple, le nombre de têtes de bétail au Sahel a diminué de moitié sur cette période, alors que certaines cultures pour l'exportation ont disparu (*Food and Agriculture Organisation, 1997*); dans les régions situées plus au Sud, en général plus humides, des usines de production hydroélectrique ont dû fermer pendant les étés de 1984 et 1998 ; enfin, on a estimé que la croissance économique du Ghana, d'une moyenne de 5% par an, s'est arrêtée en 1999 à cause du manque de ressources en eau et des problèmes associés (*Redelsperger et al., 2002*).

Au-delà de ces phénomènes, certes dramatiques, mais n'impactant qu'une échelle régionale, le rôle des précipitations en Afrique de l'ouest doit également être considéré, sur un plan climatique, dans un contexte beaucoup plus large. Cette région de l'Afrique constitue en effet un acteur prépondérant dans la régulation du climat planétaire. Par exemple, il existe une corrélation significative entre l'établissement des cyclones tropicaux traversant l'Atlantique et les événements de précipitations dans l'ouest du Sahel (*Landsea et Gray 1992*). Et ceci n'est qu'un exemple parmi d'autres des teleconnections qui peuvent s'établir entre climat africain et phénomènes climatiques observés dans d'autres régions du monde.

Etant donné les impacts importants de la variabilité du climat en Afrique de l'Ouest sur les activités humaines à l'échelle régionale et globale, il devient fondamental de mieux comprendre les mécanismes physiques de cette variabilité de manière à en améliorer la prévision saisonnière. Aujourd'hui, il reste encore difficile d'évaluer cette variabilité même en connaissant l'un de ses facteurs climatiques dominant : la mousson africaine.

A partir de résultats récents, basés sur des études de modélisation, plusieurs mécanismes contrôlant la dynamique de la mousson africaine ont clairement été mis en évidence et sont relativement bien décrits dans la littérature. Par exemple, les anomalies observées de la température de surface des océans (*Folland et al., 1986 ; Janicot et al., 1996 ; Semazzi et al., 1996*), qui diminuent le gradient thermique entre l'océan et le continent, entraînent une avancée moins importante de la mousson africaine sur le continent. Les rétroactions locales de la surface du continent semblent également jouer un rôle critique dans l'établissement de la circulation de la mousson sur l'Afrique de l'ouest (*Xue et al., 2004*). Ainsi, *Charney (1975)* avait souligné qu'une surexploitation des sols entraînait une augmentation de l'albédo au Sahel avec un impact direct sur la circulation de Hadley. Plus récemment, *Zheng et Eltahir (1998)* insistent sur le fait qu'une diminution importante du couvert végétal sur la région Soudano-Guinéenne peut avoir une influence significative sur les précipitations de cette même région. La dynamique atmosphérique est sûrement un facteur prépondérant de contrôle de la pluviométrie sur le continent africain, mais au cours de ces dernières décades on s'est aperçu que les activités humaines ont également une influence non négligeable à grande échelle sur cette dynamique.

Les émissions de gaz et d'aérosols dans les tropiques, en Afrique, sont aussi fortement liées à l'activité humaine. Par exemple, les feux de savane et d'écosystèmes forestiers, en détruisant la biomasse, deviennent la principale source de pollution atmosphérique gazeuse et particulaire de la région (*Hao et al., 1996*), en émettant environ 0.7 Giga-Tonnes de Carbone par an dans l'atmosphère (c'est-à-dire environ 20% du bilan global). Les émissions de gaz à effet de serre qui en découlent affectent la quantité d'énergie emmagasinée dans l'atmosphère et modifient la balance énergétique. A cet effet, s'ajoute l'impact climatique des aérosols qui représente une des plus grandes incertitudes dans la compréhension du changement climatique.

Les aérosols peuvent tout d'abord exercer un **effet direct** par diffusion et absorption du rayonnement solaire en ciel clair. Ce phénomène conduit à un réchauffement des couches atmosphériques, si l'absorption est plus importante que la réflexion, ou à un refroidissement dans le cas contraire. Ainsi, les particules plutôt absorbantes sont susceptibles de limiter le refroidissement adiabatique de l'atmosphère et donc la formation de nuages (**effet semi-direct**, *Hansen et al., 1997 ; Ramanathan et al., 2001*). Mais les aérosols peuvent aussi avoir un impact radiatif important via les nuages (**effet indirect**). En effet, les particules sont capables d'offrir à la vapeur d'eau atmosphérique une surface solide pour condenser. Ce processus constitue l'activation des particules d'aérosol en gouttelettes d'eau nuageuse. Cependant, toutes les particules d'aérosols ne possèdent pas la même aptitude pour s'activer en gouttelettes; cette propriété dépend essentiellement des caractéristiques physico-chimiques des aérosols. Lorsqu'elles sont activables, les particules d'aérosols sont appelées noyaux de condensation nuageuse (CCN). Une augmentation de la concentration en noyaux de condensation nuageuse conduit généralement à une augmentation de la concentration de gouttelettes dans un système nuageux. Pour un contenu en eau constant dans le nuage, l'augmentation de la concentration de gouttelettes induit alors une diminution de leur taille, mais une augmentation de la surface totale des gouttelettes dans le nuage. L'albédo du nuage augmentant, la part d'énergie réfléchie par les nuages s'accroît, refroidissant davantage le système. Il s'agit de l'**effet indirect du premier ordre**, ou effet Twomey (1977), qui est extrêmement difficile à quantifier expérimentalement (IPCC, 2001). Le **deuxième effet indirect** découle du premier ; si les gouttelettes sont plus petites, elles atteignent plus difficilement la taille critique au-delà de laquelle elles peuvent précipiter. Cet effet a donc tendance à retarder le processus de formation des précipitations et modifier la dynamique du système nuageux. Dans le cas de nuages fins de couche limite, les gouttelettes ne pouvant jamais atteindre cette taille critique, les précipitations sont inhibées. Albrecht (1989) a montré que cet effet aurait tendance à augmenter le contenu en eau nuageuse, tandis que Ackerman *et al.* (2004) ont démontré que le contenu en eau diminuerait par effet d'entraînement au sommet du nuage. La couverture nuageuse moyenne au-dessus de la Terre serait donc, selon les études, plus ou moins importante, entraînant un accroissement ou une décroissance du forçage négatif des nuages. Actuellement, il n'existe quasiment pas d'étude traitant de l'effet indirect des aérosols en Afrique de l'ouest.

Il est donc largement admis que les aérosols atmosphériques exercent un fort impact sur les nuages en modifiant leurs propriétés radiatives et précipitantes. Aussi, dans le contexte actuel du changement climatique, les efforts de la communauté scientifique sur l'étude des interactions aérosol-nuages se sont essentiellement portés sur l'estimation des effets indirects. Néanmoins, l'impact que peuvent avoir en retour les systèmes nuageux sur les propriétés des aérosols n'est sûrement pas négligeable. En effet, l'incorporation de particules plus ou moins solubles dans une phase aqueuse implique nécessairement une modification des propriétés physico-chimiques des particules d'aérosols une fois qu'elles sont libérées, après évaporation

de la phase nuageuse. D'autre part, le lessivage des aérosols (l'élimination des particules en suspension par les précipitations), la redistribution convective (le transport vertical des aérosols par les nuages) et les phénomènes de coalescence (modification de la concentration de particules due aux événements répétitifs de coalescence des gouttes de pluie) constituent autant de processus qui peuvent également conduire à des modifications, qu'elles soient chimiques (formation d'une pellicule de surface due aux réactions chimiques en phase aqueuse) ou structurales (transformation d'un mélange externe en mélange interne). Au final, ces modifications des caractéristiques des particules ne sont probablement pas sans effet sur leur devenir et doivent être prises en compte dans le bilan de l'effet indirect des aérosols.

La plupart des études récentes qui se sont intéressées à l'impact des nuages sur les propriétés des aérosols ont montré, essentiellement à partir de modélisation, que les particules ayant subi un cycle d'incorporation-évaporation dans les nuages gagnaient des propriétés hygroscopiques qu'elles ne possédaient pas initialement (*Levin et al., 1996 ; Yin et al., 2002 ; Wurzler et al., 2000*). C'est par exemple le cas des poussières minérales insolubles qui peuvent devenir des CCN efficaces en se recouvrant de matière soluble après être passées à travers un nuage convectif (*Yin et al., 2002*). En effet, étant donné les énergies mises en jeu, les systèmes nuageux convectifs constituent un environnement très favorable à la transformation physico-chimique des particules à grande échelle. En Afrique, la mousson s'organise fréquemment en systèmes convectifs de méso-échelle qui interagissent avec l'environnement à grande échelle. Ces systèmes convectifs peuvent avoir des dimensions de plusieurs centaines de kilomètres et des durées de vie s'étendant sur plusieurs jours. De plus, ces systèmes convectifs de méso-échelle (MCS) sont à l'origine de la majorité des volumes de précipitations sur le continent (80%, *Mathon et Laurent, 2001*)

Dans ce travail de thèse nous chercherons donc prioritairement à compléter nos connaissances sur l'impact que peuvent avoir les systèmes convectifs africains de moyenne échelle sur les propriétés hygroscopiques des aérosols en couplant observation et modélisation. Ce travail s'inscrit dans la thématique WP2.4 du projet AMMA (Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine) qui traite spécifiquement des interactions entre, d'une part, les aérosols et les processus chimiques atmosphériques, et d'autre part, la dynamique de la mousson africaine. Les données utilisées dans ce travail ont été collectées durant les périodes d'observations spéciales de la campagne de mesures AMMA (juin/juillet/août), réalisée en Afrique de l'ouest. Elles permettent de caractériser un grand nombre de propriétés des aérosols africains. Ces données seront complétées par une simulation numérique permettant, d'une part, de répondre aux questions soulevées par l'analyse des observations, et d'autre part, de mieux comprendre le fonctionnement de ces systèmes convectifs de moyenne échelle (MCS).

Après l'introduction, nous décrirons la dynamique de la mousson africaine dans le **chapitre 1**, et les propriétés physico-chimiques et hygroscopiques des principaux types d'aérosols présents en Afrique de l'ouest dans le **chapitre 2**. Le **chapitre 3** présentera la méthodologie ainsi que la stratégie adoptées afin de recueillir les données de qualité nécessaires à notre étude. Dans le **chapitre 4**, nous décrirons les observations effectuées sur deux cas d'étude d'interactions aérosols-MCS et ébaucherons des hypothèses sur les processus mis en jeu. Le **chapitre 5** sera dédié à la présentation du travail de simulation réalisé à l'aide de MesoNH sur le premier cas d'étude, et à l'analyse détaillée des résultats de cette simulation. Le deuxième cas sera traité d'une manière plus générale. Enfin, nous conclurons et nous aborderons les perspectives offertes par l'étude.

CHAPITRE 1. LA MOUSSON AFRICAINE

CHAPITRE 1. La Mousson Africaine	5
1.1. Généralité.....	6
1.2.Présentation des éléments clefs	7
1.2.1 La circulation de la mousson africaine	7
1.2.2 Les systèmes convectifs de méso-échelle (MCS)	9
1.3. Présentation des Mécanismes clefs.....	12
1.3.1 Le gradient de température	12
1.3.2 Les conditions de surface.....	13
1.3.3 L'impact des aérosols.....	14
1.4. La campagne de mesures AMMA	17
1.4.1 Les périodes d'observations.....	17
1.4.2 La stratégie des mesures sol.....	19
1.4.3 La stratégie aérienne	19
1.5. Conclusion.....	20

1.1. GENERALITE

On a coutume de désigner par zones de mousson les régions telles que l'Asie du sud, l'Australie ou l'Afrique, qui connaissent une saison des pluies et une saison sèche. La transition saison sèche/saison humide est appelée *Onset* ou saut de mousson. Toutes les régions connaissant une saison des pluies ne sont pas forcément des zones de mousson. *Ramage* (1971) définit en effet une mousson comme un système où :

- le vent change de direction entre janvier et juillet d'au moins 120° (inversion des alizés)
- la fréquence moyenne d'occurrence de chaque régime de vent est supérieure à 40% en Juillet et Janvier
- le vent moyen est supérieur à 3 m.s^{-1} pendant au moins un mois

Les régions de mousson ainsi définies incluent la plupart du continent africain. Ce système de saison sèche/saison humide est ponctué de phases plus ou moins intenses de la mousson variant d'année en année. Ainsi, depuis les années 1970 à 1990 l'Afrique de l'ouest a connu une forte sécheresse dont les conséquences ont été dramatiques pour les populations locales, pour qui sécheresse est synonyme de famine et d'effondrement de l'économie locale (voir Figure 1.1, *Wang et Eltahir*, 2000). Les causes de cette sécheresse sont aujourd'hui encore mal connues (réchauffement des eaux du proche Atlantique, changement d'état des surfaces continentales i.e. déforestation et utilisation des sols, ...).

De plus, une forte variabilité saisonnière de la mousson a été observée. Il existe en effet à l'intérieur de chaque saison des pluies, des phases sèches (*Dry Spell*) et des phases humides qui ont une grande importance pour l'agriculture locale et la stratégie d'exploitation (date de semis, choix des espèces). L'impact socio-économique de ces variabilités explique en partie la forte mobilisation scientifique autour du projet international AMMA.

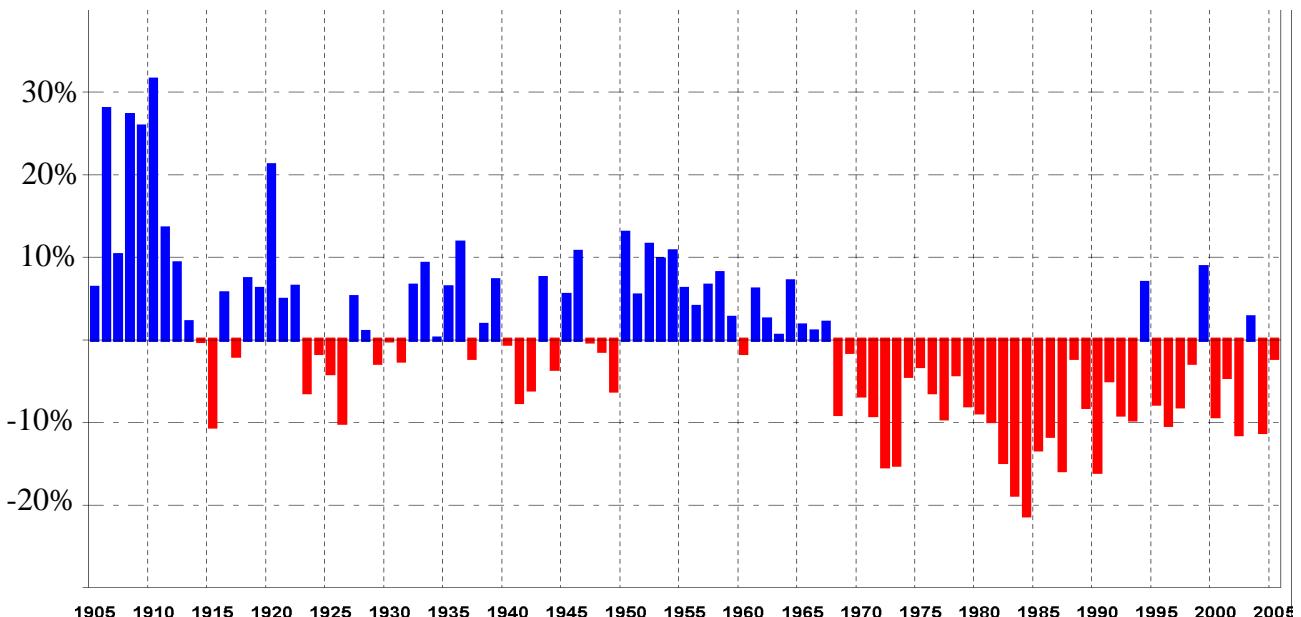


Figure 1.1 : Série temporelle d'anomalie de pluie sur le Sahel de 1905 à 2005, exprimée par la déviation par rapport à la moyenne sur 98 années divisée par la déviation standard.

Les observations sur l'Afrique de l'ouest sont rares et sont limitées à une échelle régionale (HAPEX, 1997). D'autres campagnes de mesures ont eu lieu en Afrique centrale (DECAFE, 1988 ; EXPRESSO, 1996-97). L'association de toutes les observations de ces campagnes de mesures permet cependant d'avoir une vision générale de la mousson africaine. Les modèles numériques offrent une vision plus globale de la mousson africaine mais souffrent de graves défauts de représentation (prévision du saut de mousson, positionnement de la zone des pluies, variabilité saisonnière, etc....). Les paramétrisations des interactions océan-continent-atmosphère entrant en compte dans la dynamique de la mousson africaine doivent être améliorées, tel est le but du projet AMMA.

1.2. PRESENTATION DES ELEMENTS CLEFS

1.2.1 La circulation de la mousson africaine

La mousson africaine est le résultat d'un fort couplage entre l'océan, l'atmosphère et le continent. La circulation de mousson est organisée, dans la couche limite, autour de deux flux clés qui sont le **flux de mousson**, flux de sud-ouest venant du golfe de Guinée, et l'**Harmattan**, flux de nord-est venant des zones désertiques (Figure 1.2). Au printemps, l'élévation du soleil entraîne une augmentation des températures de surface de l'océan Atlantique et du continent africain. L'océan ayant une plus grande inertie thermique que le continent, la température de surface du continent est plus élevée que celle de l'océan. Cette différence crée un gradient thermique méridien essentiel dans la dynamique de la mousson africaine. Ce gradient de température renforce les alizés de l'hémisphère sud (vents de sud-est), ils peuvent alors traverser l'équateur. Une fois dans l'hémisphère nord, ces vents chargés d'humidité sont déviés vers l'est par la force de Coriolis et amènent sur le continent l'humidité nécessaire à la formation de zones de convection nuageuse. De la même manière, les alizés de l'hémisphère nord sont renforcés. La rencontre du flux de mousson (air humide) et de l'Harmattan (air sec) forme une zone de convergence près de la surface appelée **Front Inter Tropical** (FIT), positionné autour de 20°N en juillet et une zone de convergence dans la troposphère moyenne correspondant à la **Zone de convergence Inter-tropicale** (ZCIT).

En moyenne et haute troposphère, des jets (Jet d'Est Africain, AEJ ; Jet d'Est Tropical, JET ; Jet d'Ouest Subtropical, JOST) assurent la circulation générale. L'AEJ est localisé au-dessus de la zone sahélienne (15°N) qui atteint une intensité moyenne de 15m.s^{-1} en juillet (Figure 1.2). Il est formé en réponse au gradient méridien de température (*Burpee, 1972; Thorncroft et Blackburn, 1999*) et d'humidité (*Cook, 1999*), et doit son origine à l'équilibre du vent thermique. Par instabilités barocline et barotrope de ce jet, des perturbations d'échelles synoptiques appelées ondes d'est africaine se propagent vers l'ouest. Les systèmes convectifs de méso-échelle se positionnent souvent en des endroits privilégiés de l'onde et se propagent également vers l'ouest, à peu près à la même vitesse que l'AEJ. Le JET situé entre 5°N et 10°N de juin à septembre, est lié à la convection profonde. Le JOST est positionné entre 30°N et 35°N de juin à septembre, au niveau de la branche descendante de la cellule de Hadley. L'intensité du JOST est reliée à celle de la cellule de Hadley.

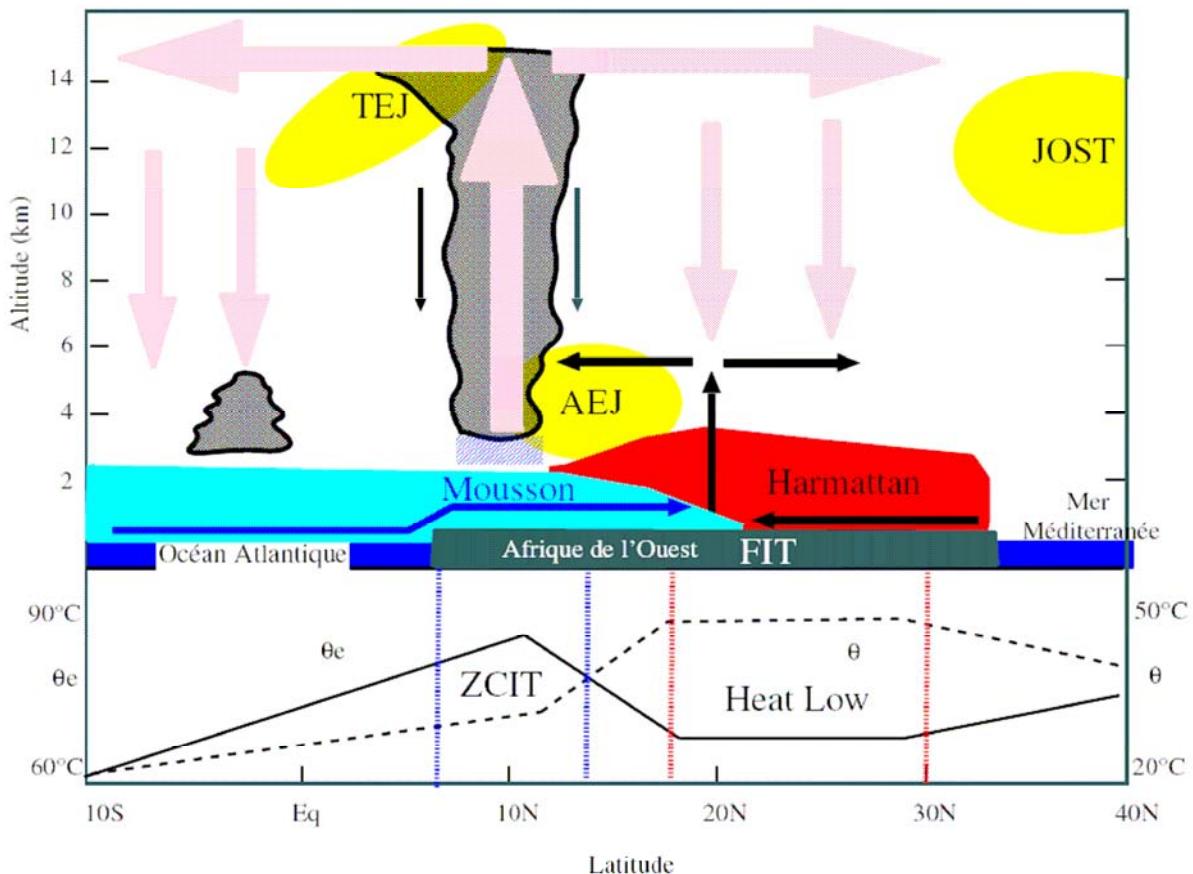


Figure 1.2 : Schéma conceptuel représentant une moyenne zonale des éléments clés de la mousson africaine pendant l'été boréal : la circulation méridienne-verticale et les vents zonaux dominants. Le graphique du bas représente les profils méridiens de température potentielle (θ) et de température potentielle équivalente (θ_e) dans la couche limite atmosphérique. Cf. texte pour détails. Source : Peyrille (2006).

Les deux structures convectives essentielles dans le fonctionnement de la mousson africaine sont la ZCIT, zone de convection humide, et la dépression thermique Saharienne, le **Heat Low, zone de convection sèche**. Ces deux structures correspondent respectivement à un maximum de température potentielle équivalente (θ_e) et à un maximum de température de surface (θ). Contrairement à la situation sur l'océan, la ZCIT continentale ne se positionne pas à la verticale du FIT (voir Figure 1.2), en raison de la forte inhibition convective associée à la sécheresse de l'atmosphère sahélienne.

D'une manière relativement simple, on peut décrire la mousson africaine comme un système entraîné par une circulation thermique directe répondant aux gradients méridionaux de l'énergie statique humide et sèche. Ainsi, un fort gradient méridien de température potentielle équivalente (θ_e) correspond à une mousson plus intense. Ces gradients sont les plus marqués dans la couche limite entre le golfe de Guinée et les régions continentales de l'Afrique de l'ouest pendant l'été boréal (Eltahir et Gong, 1996). L'intensité du flux de mousson et son contenu énergétique sont déterminants pour le positionnement de la convection nuageuse sur le continent. De même, l'extension verticale du Heat Low contribue à inhiber le déclenchement de la convection nuageuse en asséchant l'air et en stabilisant l'atmosphère. Une forte température de surface sur le Sahara favorise un renforcement de la dépression de surface et donc une plus forte aspiration de la mousson vers le nord.

Les conditions initiales du printemps engendrent des conditions atmosphériques telles, qu'elles permettent d'entretenir une circulation thermique pendant juin-juillet-août-septembre, les mouvements verticaux se maintenant grâce au dégagement de la chaleur latente de condensation. La position de la ZCIT, durant la période de mousson, varie de 5°N à 10°N de mai à juillet, là où l'énergie disponible à la convection (CAPE) est maximale. Ce saut 5°N à 10°N marque l'arrivée des pluies sur le Sahel à la fin du mois de juin (*Sultan et Janicot, 2000 ; Le Barbé et al., 2002*). Le reste de l'année, le soleil ne réchauffe pas assez le continent pour déclencher le flux d'air humide à l'origine de la mousson.

La vision continue des pluies est cependant trompeuse car elles sont en majorité apportées par des systèmes convectifs de méso-échelle (MCS). Ces systèmes se déplacent d'est en ouest et modulent les précipitations sur des périodes de 5 à 6 jours. Une fois arrivés sur l'Atlantique, ils se transforment parfois en cyclones. La variabilité intra-saisonnière est constituée d'une succession de phases actives/inactives de ~10 à 20 jours pendant la période de juillet à septembre.

1.2.2 Les systèmes convectifs de méso-échelle (MCS)

Dans les tropiques, la convection profonde a tendance à s'organiser en MCS, c'est à dire en groupe de cumulonimbus reliés entre eux par une enclume stratiforme commune. Dans les régions tropicales, les MCS atteignent souvent des dimensions de plusieurs centaines de kilomètres et une durée de vie de plusieurs heures voir plusieurs jours (Figure 1.3). Ils sont classés en deux groupes : les lignes de grains et les amas nuageux. Les lignes de grains sont caractérisées par leur grande vitesse de propagation (10 à 15m.s⁻¹) et la forme plus ou moins convexe de leur bordure avant (*Redelsperger et al., 2002*). Par contre, les amas nuageux se déplacent plus lentement (quelques m.s⁻¹) et possèdent des formes plus variées. L'organisation de la convection en lignes a d'abord été remarquée par les prévisionnistes d'Afrique de l'ouest (*Hamilton et Archbold, 1945 ; Elridge, 1957*) qui en utilisant des données synoptiques conventionnelles et des mesures de vent en altitude, ont pu donner les principales caractéristiques de ces systèmes convectifs. Les lignes de grains sont alors perçues comme un alignement de cumulonimbus (partie convective) suivi d'une large enclume (partie stratiforme), se dirigeant de l'est vers l'ouest, plus rapidement que le vent ambiant. Leur passage au sol est caractérisé par une violente rafale accompagnée d'une brusque chute de température précédent l'arrivée des pluies de 2 à 3 min. Le front de rafale délimite les courants descendants froids qui s'étalent sous l'air chaud à l'avant du système et permettent ainsi de produire d'autres cellules convectives.



Figure 1.3 : Au Sahel, dans la région du delta central du Niger, la mousson s'accompagne de l'arrivée de lignes de grains. Celles-ci peuvent s'étendre sur plusieurs centaines de kilomètres de longueur et donner lieu à de violentes précipitations. © CNRS Photothèque

Le cycle de vie d'un MCS comprend quatre phases :

- Une phase d'initiation : les cumulonimbus se développent à proximité les uns des autres aidés par la convergence des vents en basses couches. L'intensité des précipitations dépasse rarement la dizaine de mm.h^{-1} . A ce stade, les nuages peuvent se dissiper très rapidement ou s'intensifier.
- Une phase d'intensification : de nouvelles cellules se forment à l'avant des anciennes cellules avant que celles-ci ne se dissipent. C'est également une phase d'organisation car les cellules vont grossir de façon à former une zone de précipitation plus continues qui peut se structurer en ligne. L'intensité des précipitations peut atteindre alors localement une centaine de mm.h^{-1} et les nuages convectifs s'épaissent jusqu'à atteindre la tropopause.
- Une phase mature : Cette phase est atteinte lorsque la partie arrière du système dite stratiforme s'est formée. Il y a coexistence de cellules actives renouvelées à l'avant, de cellules en phase de dissipation alimentant l'enclume arrière et des précipitations stratiformes qui en découlent (quelques mm.h^{-1}). Tant que de nouvelles cellules se forment, le système demeure au stade mature.
- Une phase de décroissance : Le système est constitué d'une vaste zone de précipitation stratiforme avec des cellules convectives se dissipant en son sein. Cette phase peut perdurer pendant plusieurs heures. La cause de la dissipation est souvent due à une diminution de l'instabilité.

Le cycle de vie des lignes de grains peut être beaucoup plus complexe avec plusieurs phases d'affaiblissement et d'intensification et deux lignes de grains peuvent fusionner pour ne former qu'une seule ligne.

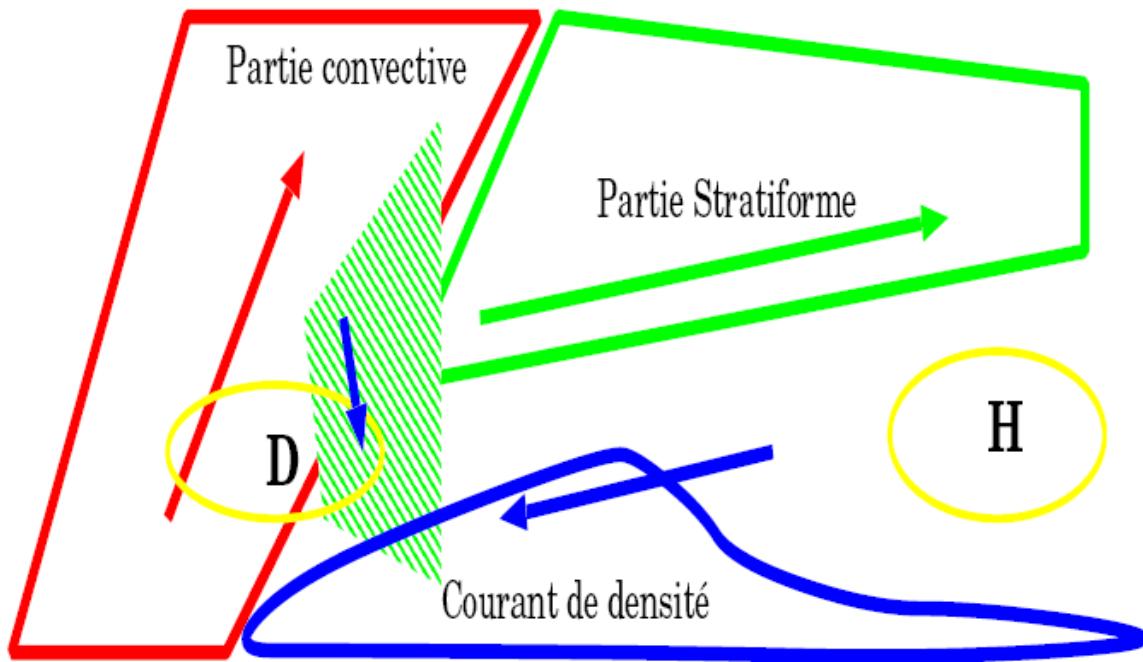


Figure 1.4 : Schéma conceptuel de la structure d'une ligne de grains d'après Lafore (1990).

L'organisation des MCS comprend plusieurs types de courants ascendants et descendants, dont la structure thermodynamique est liée à la nature convective ou stratiforme de la convection. La Figure 1.4 présente la structure d'une ligne de grains. Sans rentrer dans les détails, notons simplement que :

- La partie avant des lignes de grains (rouge) connaît de forts courants ascendants d'échelle convective, de l'ordre de 10 m.s^{-1} (flèche rouge).
- Juste derrière la partie convective du MCS, se trouvent les courants descendants d'échelle convective (flèche bleue, zone hachurée verte). Ils sont initiés par le poids des précipitations et sont alimentés à travers l'évaporation de ces précipitations par de l'air plus froid et plus sec venant des niveaux moyens de la troposphère. Ils peuvent atteindre des vitesses de 5 m.s^{-1} .
- Les courants de densité ou courants de gravité sont situés sous l'enclume. Ce sont des courants froids d'une épaisseur d'environ 2km qui s'étalent au sol en formant un flux divergent, d'où le refroidissement observé au sol avant l'arrivée des pluies. La transition entre l'air froid du courant de densité et l'air ambiant constitue le front de rafale qui agit comme un front froid en produisant d'autres cellules convectives. Ces courants de densité peuvent donc faciliter l'entretien de la convection (*Lafore et Moncrieff , 1989; Redelsperger et Lafore, 1988*).
- Les parties stratiformes (vert) et convectives sont liées par deux grands flux qui jouent un rôle essentiel, un flux ascendant dirigé vers l'arrière (flèche verte), et un flux descendant

dirigé de l'arrière vers l'avant (flèche bleue de H, zone de hautes pressions, vers D, zone de basses pressions).

La structure que l'on vient de présenter est valable pour les systèmes convectifs bien organisés. Par ailleurs, la distribution verticale des vents (flux de mousson de sud-ouest dans les basses couches, et Harmattan flux de nord-est dans les couches moyennes) induit un cisaillement observé jusqu'à 4km environ. *Franck (1978)* et *Barnes et Sieckman (1984)* ont montré que l'intensité du cisaillement constitue un élément distinctif entre ligne de grains et amas nuageux : un cisaillement important n'est observé que dans l'environnement précédent les lignes de grains. *Barnes et Sieckman (1984)* ont montré en outre que dans les cas de lignes de grains rapides, le cisaillement vertical de vent horizontal est pratiquement normal à la ligne de grains, donc parallèle à son déplacement, dans la direction est-ouest. Par contre, pour les lignes de grains lentes ou amas nuageux, il est pratiquement parallèle à la ligne de grains. L'effet du cisaillement dans les basses couches sur l'organisation de la convection a été étudié par *Rotunno et al. (1988)* à l'aide de simulations 2D et 3D. Ils montrent qu'avec un cisaillement vertical modéré, normal à la ligne de grains, l'interaction entre les courants de densité et le cisaillement produit un soulèvement plus profond que dans le cas sans cisaillement, facilitant ainsi la formation de nouvelles cellules.

Ces lignes de grains, non seulement, participent aux transports énergétiques entre les régions tropicales et les régions tempérées mais fournissent la majorité des pluies sur l'Afrique de l'ouest (*Mathon et Laurent, 2002*; *Le Barbé et al., 2002*; *D'Amato et Lebel, 1998*), et sont donc de première importance pour les populations locales. Les observations passées montrent que certaines zones sont propices à l'activité convective. Au Niger, deux massifs montagneux, les monts de l'Aïr et le plateau du Djado, sont des zones préférentielles de formation de MCS.

Le Barbé et al., (2002) ont détecté des changements mineurs entre les régimes de démarrage de la mousson africaine pendant les années humides (décades 50 et 60) et les années sèches (décades 70 et 80). Par contre, ils ont trouvé que la période sèche a été marquée par une diminution du nombre de jours pluvieux sans un changement significatif dans les totaux pluviométriques accumulés pendant les événements pluvieux. Ceci avait déjà été remarqué dans le Sahel par *Le Barbé et Lebel (1997)*.

Finalement on devrait aussi noter que les phénomènes convectifs exercent une rétroaction à grande échelle sur la dynamique de la mousson africaine puisqu'ils modifient les gradients horizontaux de température et les gradients énergétiques. Ces gradients déterminent en retour l'intensité de la circulation de mousson.

1.3. PRESENTATION DES MECANISMES CLEFS

1.3.1 Le gradient de température

La circulation de mousson et les différentes interactions entre ses composantes ont été décrites. Il est cependant utile de connaître les mécanismes de base qui pilotent cette circulation de mousson, les mécanismes qui gèrent l'intensité du flux de mousson, la position de la ZCIT, l'intensité des pluies. De manière historique *Halley (1686)* avait émis la première théorie de la mousson en la rapprochant du mécanisme de brise mais à une échelle

continentale. Ce schéma conceptuel de mousson est mis en défaut par *Gadgil (2003)* qui souligne que contrairement au phénomène de brise, le maximum d'ascendance n'a pas lieu à l'endroit le plus chaud, ceci principalement à cause de l'absence d'humidité. Cependant, le gradient thermique est bien un des mécanismes de base qui pilote la circulation de mousson. *Webster et al. (1998)* montrent qu'une circulation est possible dès qu'un gradient de température existe entre l'océan et le continent, et que la circulation qui en découle est renforcée lorsque l'on considère les effets de l'humidité. Le gradient horizontal de température pilote l'intensité de la circulation méridienne-verticale. Un gradient de température fort va générer une circulation méridienne-verticale puissante dont l'effet va être de lisser ce gradient. La mousson pénétrera donc plus vers l'intérieur des terres si le gradient de température est fort. Ainsi pour une même température sur le continent, un océan plus froid va augmenter le gradient thermique et renforcer la circulation de mousson.

Le manque de données in situ et les carences des modèles dynamiques à simuler le climat entraînent des difficultés énormes dans la compréhension et la prévision du climat en Afrique de l'ouest. Il devient donc important de se concentrer sur les processus physiques et dynamiques impliqués dans l'évolution de la mousson africaine et prendre en compte les mécanismes d'interactions du système océan-atmosphère-terre, sur une large gamme d'échelles.

1.3.2 Les conditions de surface

La nature des sols ainsi que le couvert végétal jouent également sur le bilan radiatif net au sol. Cet exemple de rétroaction mis en évidence par *Charney (1975)* illustre bien la forte interaction entre les conditions de surface terrestre et la circulation atmosphérique. Une augmentation de l'albédo par désertification entraîne alors une baisse d'énergie reçue par la surface et donc un plus fort refroidissement. *Bonfils et al. (2001)* ont montré qu'une baisse de l'albédo sur le Sahara permet à la zone de pluies de pénétrer plus à l'intérieur du continent, ce qui est associé à une hausse de la température de surface et des précipitations sur le cycle annuel. De plus *Chou et Neelin (2003)* montrent à partir d'un modèle de circulation générale simplifié que la distribution de l'eau du sol conditionne le positionnement de la zone de convection sur le continent. En effet, ils ont effectué un test de sensibilité avec et sans interactions surface continentale-atmosphère lorsque le sol est saturé en eau. Lorsque le sol saturé en eau interagit avec l'atmosphère, la ZCIT se positionne alors plus au sud que lorsqu'il n'interagit pas.

La dynamique de l'atmosphère et la dynamique des eaux continentales (interactions entre les transferts d'eau en surface, stockage des eaux de sols, dynamique de la végétation) sont toutes deux essentielles à considérer. Une augmentation de l'infiltration favorise le développement végétal ce qui a une action en retour sur le ruissellement. Par conséquent il devient essentiel de considérer les interactions végétation-eau à l'échelle locale.

Un des buts principaux de AMMA est de mieux comprendre les impacts de la variabilité climatique d'une part (y compris les effets anthropiques) et les effets du changement du couvert végétal d'autre part sur l'évolution du cycle hydrologique continental. Des observations à long terme sont indispensables pour évaluer les changements du couvert végétal.

La quantité de pluie apportée par la mousson dépend du gradient d'humidité et en particulier des températures de surface (SST) sur l'océan. Une SST forte va favoriser des flux de chaleur latente importants au-dessus de l'océan et va enrichir l'atmosphère en vapeur d'eau. Cette humidité est ensuite advectée sur le continent par le flux de mousson. On comprend ici toute la difficulté du problème : les gradients d'humidité sont aussi importants que les gradients de température. Il est donc indispensable de surveiller la variabilité de cette SST si l'on veut comprendre la variabilité de la mousson africaine aux différentes échelles de temps et d'espace. Ceci devrait aboutir à une meilleure prévision saisonnière sur l'Afrique de l'ouest.

1.3.3 L'impact des aérosols

Le continent africain est connu pour être la plus grande source, à l'échelle globale, d'aérosols minéraux : entre 30 % et 50% des poussières minérales en suspension dans l'atmosphère ont comme source le Sahara et les zones désertiques proches (*Ginoux et al., 2001 ; Tegen et al., 2002a ; Zender et al., 2003a ; Grini et al., 2005 ; Engelstaedter et al., 2007*). Le continent africain est aussi une importante source (40%) d'aérosols produits par des feux le plus souvent d'origine agricole (*Andreae 1991*).

Dans la région semi-aride du Sahel, où la végétation est beaucoup plus éparses, le vent arrache les limons du sol et les transporte en altitude. L'Harmattan et les courants venteux du nord-est contrôlent le transport des poussières des régions arides et semi-arides en Afrique tropicale. L'augmentation de la teneur en poussières minérales dans l'atmosphère durant les périodes de sécheresse sur le Sahel est clairement établie (*Prospero et al., 2002*). Mais la cause de ce phénomène reste inconnue : s'agit-il d'une augmentation de l'intensité des vents en période de sécheresse sur l'ensemble de la région Sahara/ Sahel et/ou d'une diminution de la végétation ? Ce dernier point est un élément majeur à considérer pour l'évolution des émissions au Sahel où l'activité anthropique ne fait que croître. Cette dernière se traduit par une extension des surfaces cultivées dont toutes les mesures montrent qu'elles sont plus sensibles à l'érosion éolienne que des surfaces en végétation naturelle (*Leenders et al.. 2007*).

Les pratiques agricoles en Afrique de l'ouest conduisent par ailleurs à un développement important des zones de brûlis pendant la saison sèche. Cette pratique suit un cycle annuel bien déterminé, lié au changement saisonnier. C'est aux mois de décembre, janvier et février, pendant la saison sèche, que le taux des émissions d'aérosols dus aux brûlis y atteint son maximum au Sahel. En été boréal, les aérosols de feux de biomasse sont émis en Afrique centrale et sont transportés par les alizés à des altitudes assez élevées et peuvent s'accumuler de façon importante au-dessus du golfe de Guinée. Les émissions des gaz traces par les feux de savane et de forêt ont été caractérisées dans les expériences DECAFE (1988) (*Rudolph et al, 1992 ; Andreae et al., 1992*) et EXPRESSO (1996-97) (*Ruellan et al., 1999*).

Cependant, la variabilité inter-annuelle pour les combustions de biomasse et les soulèvements de poussière nécessite une actualisation de ces données. De même, une meilleure estimation des biomasses brûlées est à entreprendre. Il faut aussi considérer l'étude de sources encore peu documentées comme les sources urbaines, les feux domestiques, les émissions naturelles par le sol et la végétation ainsi que les sources marines dont les aérosols sont transportés par le flux de mousson. De plus, pour mieux atteindre le bilan des espèces chimiques, il reste à quantifier certains mécanismes de dépôts sec et humide.

Pendant la saison sèche, l’interaction des poussières minérales et des aérosols provenant des feux, qui peuvent conduire à des effets radiatifs importants, est à son maximum (Figure 1.5). Il est donc important de caractériser les propriétés physiques et chimiques des mélanges d’aérosols (poussière, carbone-suie, carbone organique) pour valider les mesures spatiales et calculer leur impact radiatif.

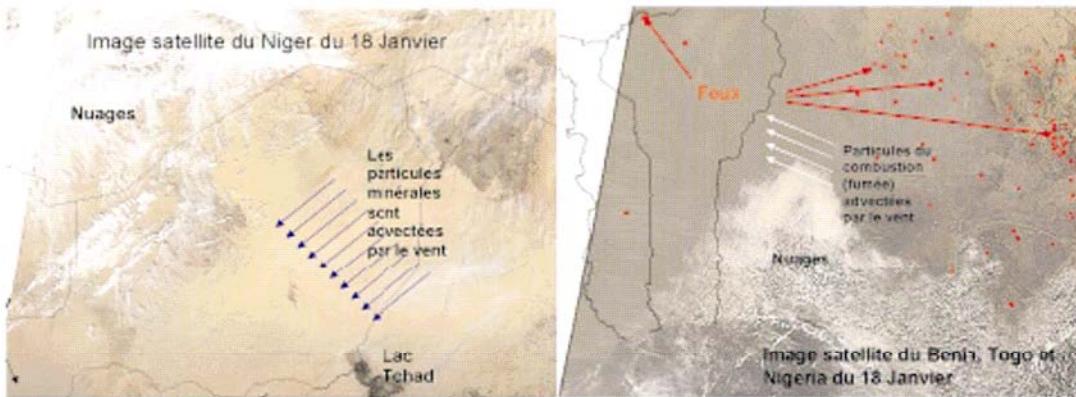


Figure 1.5: Images satellites MODIS avec des particules minérales transportées par le vent à gauche et les particules de feux de biomasse à droite. Source AMMA-MODIS-CNRS/IPSL.

Pendant la saison humide, le flux de mousson (vents du sud-ouest) et l’Harmattan (vents de nord-est) créent deux couches différentes d’un point de vue thermodynamique mais aussi du point de vue des aérosols : la couche de mousson et la couche d’air Saharienne (SAL) (*Carlson et Prospero, 1972 ; Prospero et Carlson, 1972*). La couche de mousson est fortement liée aux conditions de surface à l’échelle de temps journalière, à travers la croissance de la couche de mélange convectif et à travers les nuages peu épais. Le flux de mousson transporte les masses d’air marines au-dessus du continent. Ce transport modifie les propriétés des aérosols de cette masse d’air en les mélangeant avec divers types d’aérosols (anthropiques, biogéniques...). Les propriétés des aérosols de la couche de mousson sont donc fortement dépendantes de ce mélange. Au sud du FIT et au-dessus de la couche de mousson se trouve la SAL. La présence d’aérosols dans cette couche est une conséquence du transport à grande échelle provenant des régions Sahélienne et Saharienne (*Parker et al., 2005*). Cette couche est donc caractérisée par une forte concentration en poussières désertiques entraînant une baisse de la visibilité (*Karyampudi et al. 1999*). Les connections entre la SAL et la surface juste en dessous sont très faibles.

Au niveau de la ZCIT, la couche de mousson et la SAL sont deux couches bien distinctes et les échanges entre elles sont limités. Le passage de systèmes convectifs facilite les échanges par entrainement entre la SAL et la couche de mousson. Ce processus assèche la couche de mousson et érode l’épaisseur de la SAL (*Parker et al., 2005*). De plus, les systèmes nuageux modifient la composition chimique de la masse d’air par des mécanismes microphysiques de capture de gaz et par transformation chimique de ceux-ci en phase aqueuse nuageuse (*Hegg et Hobbs, 1986 ; Dickerson et al., 1987 ; Barth et al. 2007*). Les concentrations à la sortie des systèmes nuageux, des espèces solubles (HNO_3 , H_2O_2 , CH_2O , ...), sont contrôlées par ces mécanismes. La modification de la concentration en particules d’aérosol et de la concentration en noyaux de condensation nuageuse peut modifier les propriétés du nuage et ainsi augmenter ou diminuer son impact radiatif. Les mesures d’aérosols dans la moyenne troposphère seront intéressantes pour évaluer les interactions entre les aérosols et les nuages.

Les différentes propriétés physiques et chimiques des aérosols présents en Afrique de l'ouest ainsi que leurs effets direct et indirect sur le climat seront décrits plus en détails dans le chapitre suivant.

1.4. LA CAMPAGNE DE MESURES AMMA

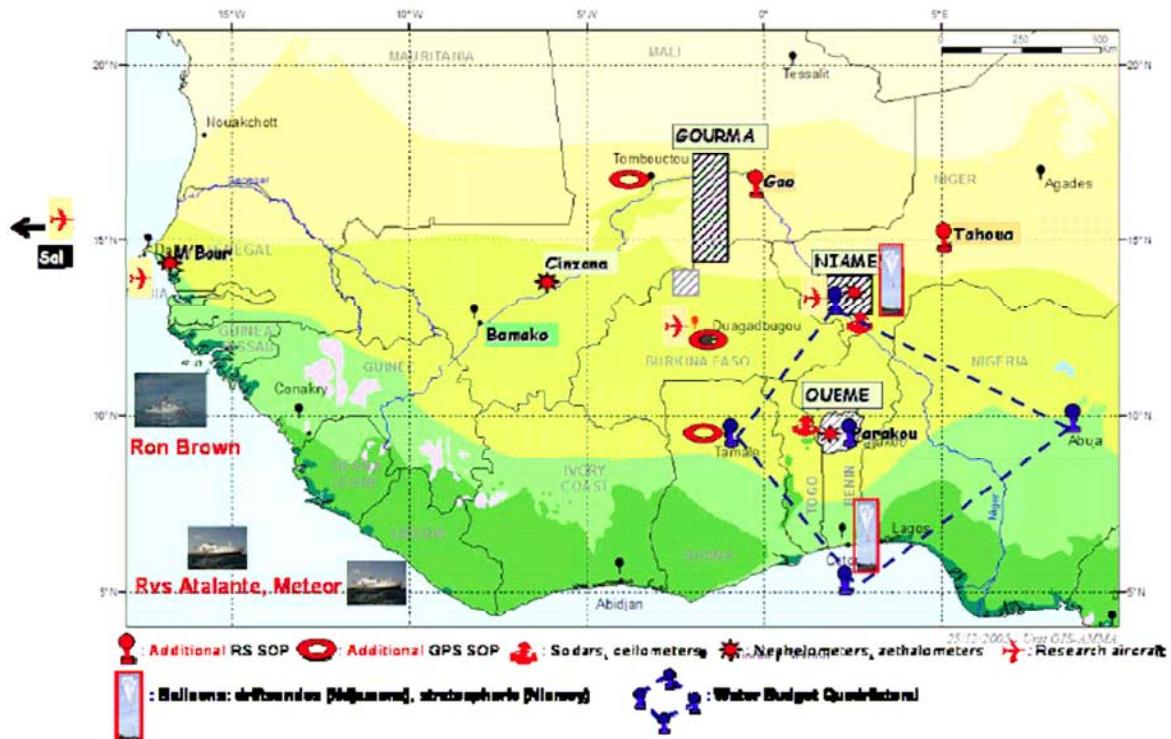


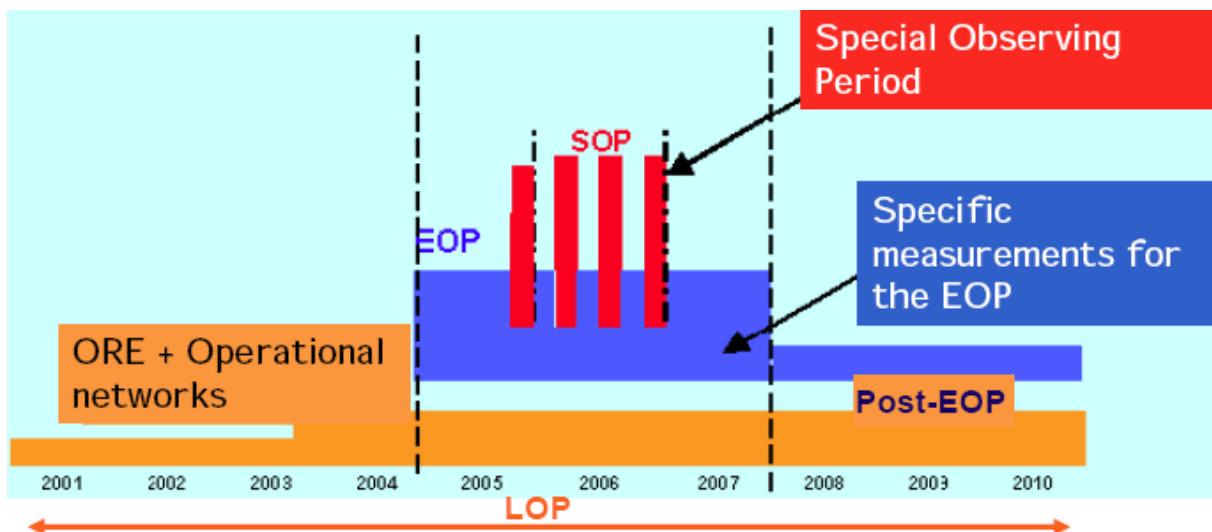
Figure 1.6: Le système régional d’observation de la SOP : les instruments notés en rouge ont été disponibles uniquement pour la SOP

Le projet AMMA (Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine) est un programme international qui étudie la mousson africaine et ses conséquences sur le continent africain (ressources et gestion de l’eau, pratiques agricoles, désertification, comportement sociaux) et au niveau mondial (cyclones sur les côtes est de l’Amérique, pluies sur le bassin amazonien). Ce programme qui se déroule sur 10 ans (2001 à 2010) inclut plusieurs périodes d’observations intensives (LOP, EOP, SOP) pendant le cycle de la mousson africaine. Les interactions entre les particules transportées par l’atmosphère et la dynamique atmosphérique font l’objet d’études conduites dans le cadre du programme AMMA. C’est en particulier le cas des aérosols, issus de l’érosion éolienne des sols et ceux issus des feux en saison sèche.

La compréhension des processus de production des particules d’aérosols, de leur impact radiatif sur le climat, les relations avec la fertilité des sols ou la santé, sont au centre des études qui sont menées dans le cadre du programme AMMA.

1.4.1 Les périodes d’observations

La campagne s'est déroulée sur trois différentes périodes d'observation de façon à prendre en compte la variabilité inter-annuelle et la variabilité inter-saisonnière. Ces trois périodes d'observation sont : la période d'observation longue (LOP : 2001-2010), la période d'observation renforcée (EOP : 2005-2007) et la période d'observation spéciale (SOP : 2006) (voir Figure 1.7).



1.4.1.1. Période d'observations longue (LOP)

Etant donné la grande variabilité annuelle des conditions climatiques, les observations sont nécessaires sur plusieurs années dans le but de documenter et d'analyser la forte variabilité inter-annuelle de la mousson Ouest-Africaine. La télédétection est en ce domaine une source d'observations essentielle, mais non unique. Une étude récente par *Le Barbé et al. (2002)* a démontré que les observations de précipitations au sol sont riches d'enseignements sur la dynamique et la variabilité de la mousson Ouest-Africaine. Les premières observations ont montré que les précipitations étaient extrêmement variables temporellement et spatialement dans la région du Sahel. Il semble donc difficile d'obtenir toutes les données montrant l'extrême différence des événements de pluies sur l'ensemble des régions concernées par ce projet. Nous avons donc à notre disposition une image simplifiée de la saison des pluies. C'est pourquoi il était important de densifier localement le dispositif de mesure pendant les périodes d'observations renforcées.

1.4.1.2. Période d'observations renforcées (EOP)

Cette période d'observation permet une étude détaillée des conditions de surface et des paramètres atmosphériques pour un cycle annuel. Le renforcement des observations des sites de méso-échelle s'est fait à deux niveaux : i) une densification spatiale des systèmes de mesures pré-existants et ii) l'installation d'instruments permettant la mesure de variables non observées durant la période longue (par exemple les aérosols).

1.4.1.3. Période d'observations spéciale (SOP)

La période d'observation spéciale, en 2006, était destinée à l'observation des phases caractéristiques de la mousson (Figure 1.8) : i) la phase sèche (phase 0) de novembre à février ; ii) le saut de mousson (phase 1) fin juin ; iii) la phase de la mousson (phase 2) de fin juin jusqu'à mi-septembre ; iv) une période favorable à la formation de cyclones au-dessus de l'Atlantique (phase 3) de mi-août à mi-octobre. La phase 3 présente un intérêt non négligeable du transport des aérosols de la côte ouest vers l'Atlantique. Ces périodes sont appelées SOP0, SOP1, SOP2 et SOP3. Ces trois périodes sont divisées en plusieurs parties 'a1', 'a2' ou 'a3'. L'instrumentation aéroportée et installée au sol variait d'une période à une autre en fonction de l'avancement de la mousson.

En plus de ce déploiement continental et aérien, des mesures océaniques ont été menées durant deux croisières dans le golfe de Guinée, une en juin et une autre en septembre.

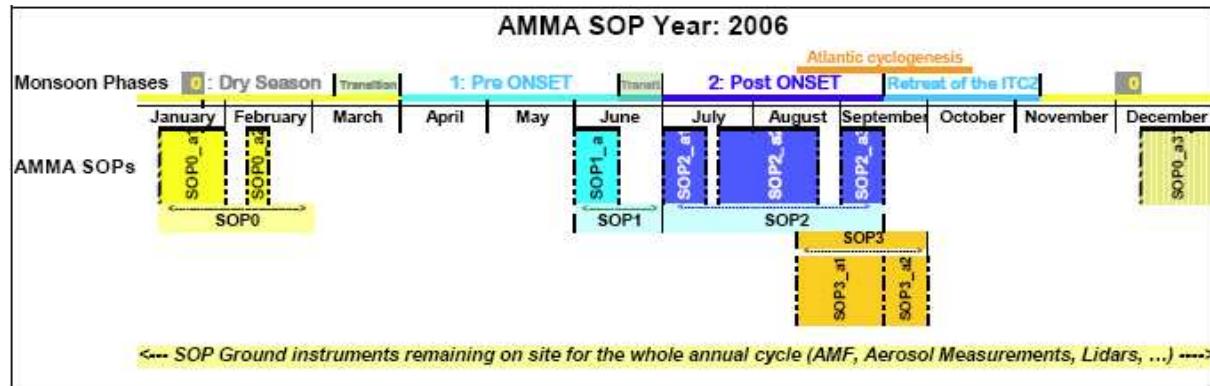


Figure 1.8 : Les sous périodes de la SOP.

Les sites sol de l'EOP ont été renforcés durant toute la SOP, et d'autres sites sol ont été déployés en fonction des priorités scientifiques (e.g. les radars pour cibler les systèmes précipitants).

En juin 2006, la température de l'océan atlantique dans le golfe de Guinée était plus élevée de 2°C par rapport à la moyenne décennale. Le retard important du déclenchement de la mousson a probablement été provoqué par cette anomalie de température de surface. En effet, le saut de mousson a eu lieu durant la phase 2, tandis que la mousson s'est définitivement installée à la fin de cette même phase.

1.4.2 La stratégie des mesures sol

Les sites sols étaient, pour la plupart, équipés pour les mesures d'aérosols et des différentes variables météorologiques. Ils sont localisés sur une bande méridionale et une bande zonale centrées sur Niamey. Les supers sites sol de Djougou au Benin, Banizoumbou au Niger et Tamanrasset en Algérie, situés sur la bande méridionale, permettent une étude approfondie de la ZCIT, de l'avancement du flux de mousson sur le continent, de l'Harmattan, de l'impact de la végétation et du mélange des masses d'air sur les propriétés des aérosols. De plus, les supers sites sol (Banizoumbou au Niger, Cinzana au Mali et M'Bour au Sénégal) situés sur l'axe de la propagation des lignes de grains, permettent de déterminer l'évolution de leurs impacts sur les propriétés physiques et chimiques des aérosols.

1.4.3 La stratégie aérienne

La présence de cinq avions (Géophysica M55, F-F20, D-F20, BAE 146 et ATR-42) dont les caractéristiques de vol (altitude de vol, vitesse de vol, conditions météorologiques de vol...) sont très différentes, a permis d'explorer l'atmosphère depuis la couche limite de surface jusqu'aux premières couches de la stratosphère. Le couplage de ces informations permettra d'avoir des mesures in situ dans toutes les gammes d'altitudes. La stratégie aérienne sera détaillée dans le chapitre 3.

1.5. CONCLUSION

La dynamique de la mousson africaine fait intervenir deux flux : le flux de mousson, vent de sud-ouest advectant l'humidité nécessaire à la convection, et l'Harmattan, vent de nord-est sec et chaud. Ces deux flux varient en fonction des conditions de surface (SST, température au sol, surface végétée...). La convergence de ces deux flux donne lieu à une zone de convection (ZCIT) où peuvent apparaître des systèmes convectifs de méso-échelle (MCS). Ces MCS sont à l'origine de la majorité (80%) des précipitations sur l'Afrique de l'ouest. Il est donc très important de bien comprendre les mécanismes. La formation de ces cellules convectives est en partie due à la dynamique de la mousson africaine *Diongue (2001)* et *Redelsperger et al. (2002)*. Les observations, montrant l'impact des aérosols sur la microphysique nuageuse dans de tels systèmes convectifs, sont inexistantes. Cependant, l'étude de la dynamique des MCS devrait prendre en compte les interactions aérosols/MCS.

Les objectifs du projet AMMA sont de permettre aux pays de l'Afrique de l'ouest de mieux prévoir la mousson africaine et sa variabilité. De cette façon, les populations locales pourront mieux gérer leurs ressources en eau. Pour cela, le projet AMMA étudie la mousson africaine à des échelles temporelle et spatiale importantes (10 ans et sur toute l'Afrique de l'ouest). Les moyens scientifiques mis en œuvre pour ce projet sont colossaux. De nombreux sites d'instrumentation au sol ont été équipés pour la mesure des aérosols et des variables météorologiques, des flottes aérienne et navale ont été constituées pour une surveillance atmosphérique et océanographique. Les périodes d'observation spéciales (été 2006) ont permis l'étude de l'état d'avancement de la mousson africaine ainsi que de différents cas de MCS.

CHAPITRE 2. L'ETUDE DES AEROSOLS

CHAPITRE 2. L'étude des aérosols	21
2.1. Caractéristiques générales	22
2.1.1 Les sources et flux des particules d'aérosol	22
2.1.2 Caractérisations physiques	23
2.1.3 Caractérisation optique	25
2.1.4 Composition chimique	27
2.1.5 Caractérisation des propriétés hygroscopiques	29
2.2. Les aérosols présents en Afrique de l'ouest	32
2.2.1 Les aérosols désertiques	33
2.2.2 Les aérosols de feux de biomasse	38
2.2.3 Les aérosols marins	42
2.3. Interactions aérosol et précipitation	44
2.3.1 L'impact de l'aérosol sur la microphysique nuageuse	44
2.3.2 Lessivage des aérosols par les précipitations	45
2.4. Conclusion	48

2.1. CARACTERISTIQUES GENERALES

L'usage commun du terme aérosol ou particule d'aérosol dans le contexte de l'atmosphère fait référence à toutes suspensions solides, exception faite des particules de glace, les suspensions liquides étant plutôt appelées gouttelettes. Les caractéristiques de ces aérosols seront dans un premier temps cadrées par un bref bilan de la composition globale de l'aérosol et des paramètres habituellement employés dans la description de ses propriétés physiques, chimiques, optiques et hygroscopiques. Le bilan des connaissances sur l'aérosol présenté dans ce travail se focalise sur l'étude du comportement des aérosols en Afrique de l'ouest et ne devra pas être considéré comme une description universelle des propriétés des aérosols.

2.1.1 Les sources et flux des particules d'aérosol

A l'échelle globale, de nombreuses estimations des émissions de particules d'aérosol ont été faites en prenant en compte leur origine anthropique ou naturelle (Tableau 2.1). Une information importante issue de ces estimations est la disproportion entre les émissions naturelles (94%) et les émissions anthropiques (6%). Cette différence est essentiellement due à la production des sels de mer et des poussières minérales.

Pour chaque type de source, on distingue deux classes différentes d'aérosols en fonction de leur mode de formation : les aérosols primaires et les aérosols secondaires. Les aérosols primaires sont constitués de particules émises directement dans l'atmosphère sous forme solide ou liquide (poussières désertiques, sels de mer, ...). Les aérosols secondaires sont le résultat de la conversion de gaz atmosphériques en particules. La nucléation est un mécanisme générant de petits « noyaux » d'une phase gazeuse ou liquide, dans une phase solide ou liquide. Il s'agit du mécanisme de base de la formation de nouvelles particules dans l'atmosphère. Les particules ainsi formées sont plus fines et plus nombreuses que les particules primaires.

Les aérosols anthropiques primaires sont largement dominés par les aérosols de rejets industriels, tandis que les aérosols anthropiques secondaires sont à 88% des aérosols sulfatés. De plus, les feux de végétation représentent 18% des sources d'aérosols anthropiques primaires.

Le Tableau 2.1 montre que la contribution des activités anthropiques au cycle des aérosols est relativement faible, environ 6% de la masse d'aérosols émise chaque année dans l'atmosphère. Pourtant cette vision est trompeuse. En effet, les activités anthropiques sont responsables de 70% à 90% de la concentration en nombre des aérosols émis dans l'atmosphère (*Delmas et al. 2005*).

Tableau 2.1 : Flux d'émission des particules d'aérosols en Mt.an⁻¹. Sources : IPCC (2001) et Andreae et Crutzen (1997)

Origine de la source		Sources	Flux moyen (Mt.an ⁻¹)
NATURELS (94%)	PRIMAIRES	Sels de mer	3000
		Poussières minérales	2000
		Sulfates biogéniques	90
		Carbone organique (>1 µm)	56
	SECONDAIRES	Cendres volcaniques	33
		Sulfates volcaniques	21
		Carbone organique (Oxydation des Composés Organiques Volatiles biogéniques)	16
		Nitrates	4
	TOTAL		5220
ANTHROPIQUES (6%)	PRIMAIRES	Carbone organique (0-2 µm)	
		Feux de végétation	54
		Comb. fuel fossile	28
		Carbone élémentaire (0-2 µm)	
		Poussières industrielles	100
		Comb. fuel fossile	6.6
	SECONDAIRES	Feux de végétation	5.7
		Sulfates	120
		Nitrates	14
		Carbone organique (Oxydation des Composés Organiques Volatiles anthropiques)	1
	TOTAL		330

2.1.2 Caractérisations physiques

L'aspect multi-modal de l'aérosol dans la troposphère a été mis en évidence par Junge (1963) et formalisé par Whitby (1978) (Figure 2.9). Les populations de particules communément rencontrées se répartissent en un mode ultra fin (<0.1 µm de diamètre), un mode d'accumulation (centré sur 0.15-0.5 µm) qui constitue la fraction fine de l'aérosol, et un mode grossier (>1 µm). La délimitation entre le mode fin (accumulation) et le mode grossier n'est pas précisément définie, elle peut arbitrairement être fixée à 2 µm. Le mode Ultra fin peut parfois se décomposer en deux modes distincts : le mode d'Aitken centré sur (0.01-0.05 µm) et un mode de nucléation (entre 0.001-0.01 µm). Ce dernier est parfois observé quand les conditions environnementales favorisent le processus de nucléation.

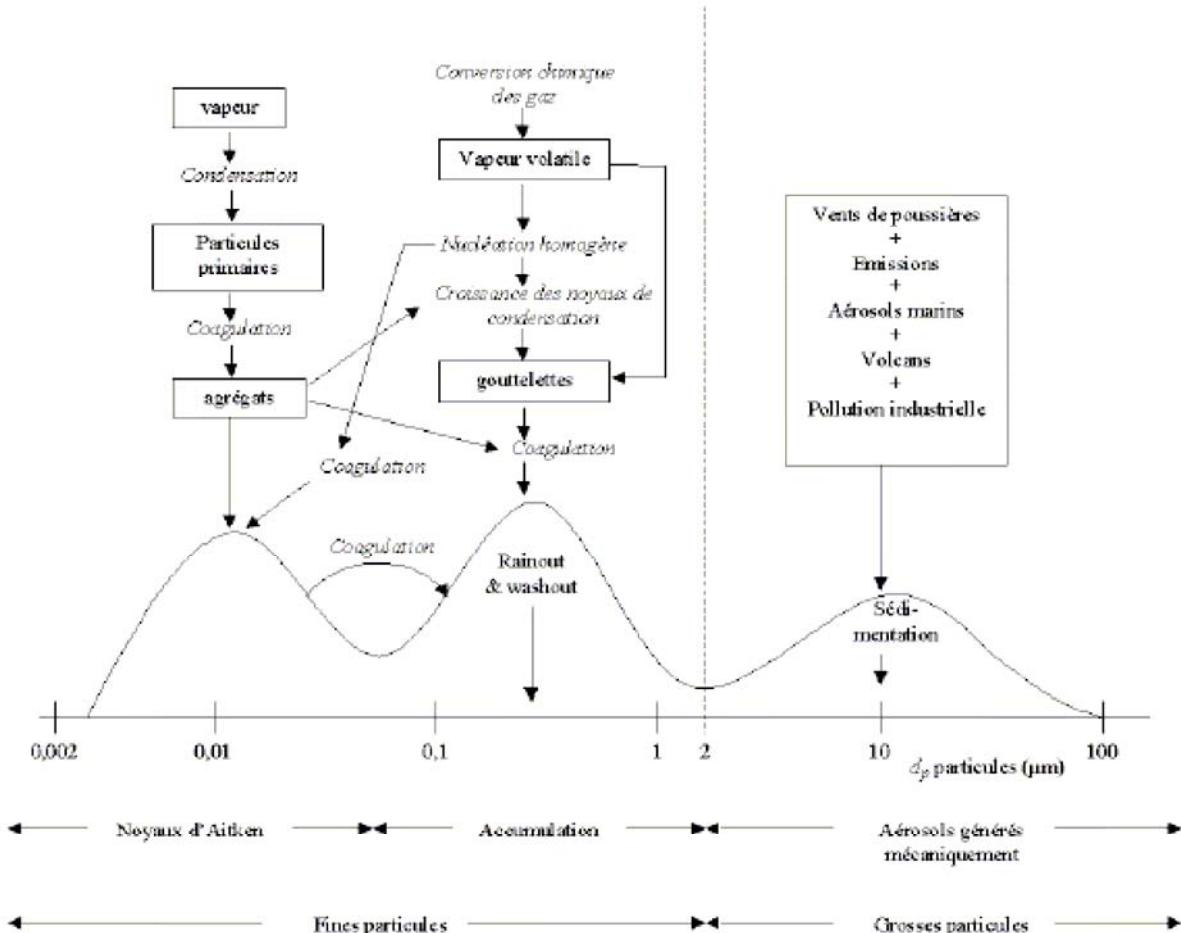


Figure 2.9: Description et processus de formation des différents modes Whitby (1978).

Les distributions granulométriques des aérosols peuvent être décrites par des lois log-normales *Jaenicke (1993)*. Un des avantages de ces distributions réside dans le fait qu'elles sont directement utilisables en entrées de modèles par de nombreuses paramétrisations.

Les grosses particules sont souvent moins nombreuses que les particules les plus fines. Par conséquent, la distribution granulométrique en nombre montrera une concentration plus élevée de fines particules d'aérosol que la distribution en masse. Inversement, la distribution granulométrique en masse montrera une concentration plus faible de fines particules d'aérosol que la distribution en nombre. La répartition du nombre (ou de la masse) d'aérosols entre les différents modes varie suivant le type de masse d'air. Pour un aérosol urbain, la majeure partie du nombre et de la masse particulaire se situe dans la fraction fine, alors que pour un aérosol marin, le mode grossier représente 95% de la masse totale mais seulement 5 à 10% du nombre de particules (*Seinfeld et Pandis, 1998*). En terme de nombre de particules, les activités humaines émettent chaque année quatre à cinq fois plus que les sources naturelles, ce qui en terme de masse n'apparaît pas dans le Tableau 2.1.

2.1.3 Caractérisation optique

L’interaction de la lumière solaire avec les particules d’aérosol affecte la quantité d’énergie arrivant à la surface de la terre, donc le climat à l’échelle global. Les particules interagissent aussi bien avec la lumière visible (diffusion et absorption) que dans l’infrarouge (absorption), augmentant ainsi le pouvoir diffusant et absorbant de l’atmosphère terrestre. Elles diminuent la quantité d’énergie solaire arrivant à la surface de la Terre et modifient le rayonnement réfléchi vers l’espace par le système surface/atmosphère. Les aérosols exercent donc un effet radiatif sur l’atmosphère terrestre. L’intensité de cet effet est directement proportionnelle à l’épaisseur optique des aérosols (AOD : *Aerosol Optical Depth*), l’AOD dépendant de la concentration, de la taille et de la nature chimique des aérosols. La Figure 2.10 représente la distribution globale de l’épaisseur optique des aérosols troposphériques. Cette estimation, toutefois, est entachée d’erreurs car les mesures par satellite sont très dépendantes de la lumière solaire (les 6 mois de l’année sans soleil aux pôles, et la présence de nuages empêchent l’observation des aérosols dans ces régions). Néanmoins elle nous permet d’avoir une idée générale de l’impact radiatif des aérosols sur le climat, la qualité de l’air et les précipitations pour chaque région du globe. Il est à noter que l’AOD atteint des valeurs maximales au-dessus du continent africain et dans le panache, provenant de l’Afrique, au-dessus de l’Atlantique.

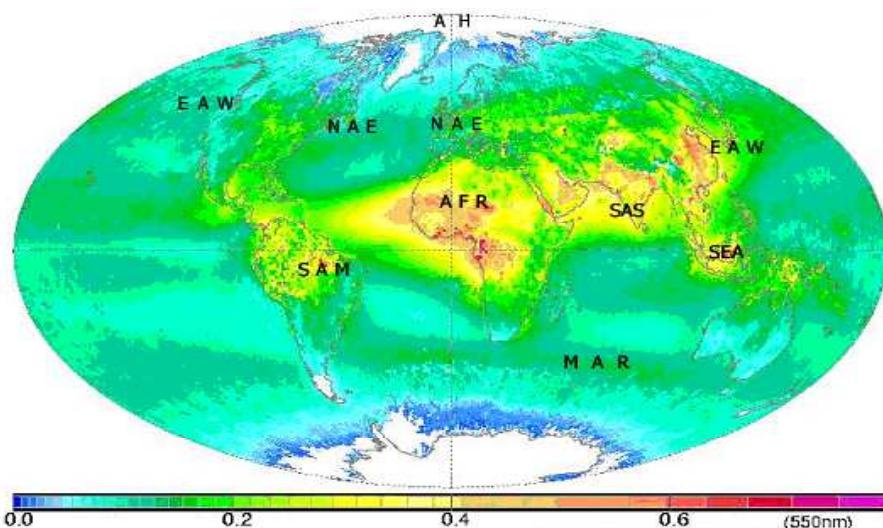


Figure 2.10 : Estimation de la distribution globale de l’épaisseur optique des aérosols (AOD) troposphériques à 550 nm obtenue en associant les données de six satellites (entre 1979 et 2004). AFR: Afrique, SAS: sud de l’Asie, SEA: Asie du sud-est, EAW: Est de l’Asie et le nord-ouest de l’Amérique, NAE: Nord-est de l’Amérique, Atlantique nord et Europe, SAM: Amérique du sud, MAR: Environnement marin et AH: Brouillard Arctique.
Source : S. Kinne MPI, Hamburg, Germany.

La capacité d’une particule à absorber ou diffuser un rayonnement dépend de ses propriétés physiques et chimiques. Rappelons que les propriétés absorbantes des particules induisent un réchauffement de l’atmosphère, alors que les propriétés diffusantes des particules induisent un refroidissement de l’atmosphère. L’efficacité d’extinction Q_{ext} est définie comme la somme des fractions diffusée (Q_{diff}) et absorbée (Q_{abs}) du rayonnement incident par les particules ($Q_{\text{ext}} = Q_{\text{diff}} + Q_{\text{abs}}$). Pour caractériser les propriétés optiques des aérosols, on a défini un paramètre, l’albédo de simple diffusion (w_o), qui permet d’évaluer la fraction diffusée. L’albédo de simple diffusion est alors défini par :

$$w_0 = \frac{Q_{diff}}{Q_{ext}}$$

Tableau 2.2 : Valeurs de l'albédo de simple diffusion pour différents types d'aérosols.
Mallet et al. (2003)

<i>Types d'aérosols</i>	<i>Albédo de simple diffusion</i>
Sulfates	0.97 ± 0.01
Nitrates	0.93 ± 0.01
Sels marins	0.99 ± 0.01
Composés organiques	0.98 ± 0.01
Poussières désertiques	0.92 ± 0.04
Carbone-suies	0.33 ± 0.03

Chaque type d'aérosol est caractérisé par son propre albédo de simple diffusion. Cependant dans l'atmosphère, les différents types d'aérosols sont mélangés et l'albédo de simple diffusion devient donc un « mélange » pondéré des albédo de tous les aérosols en présence. L'image satellite composée à partir des données du satellite MODIS (Figure 2.11), centrée sur l'Afrique, montre l'importance du mélange des aérosols primaires (poussières désertiques, sel marins) avec les aérosols de feux de biomasse. L'effet radiatif des aérosols dans la dynamique de la mousson africaine semble être très important, mais ce sujet commence juste à être exploré (Caminade et al., 2006).

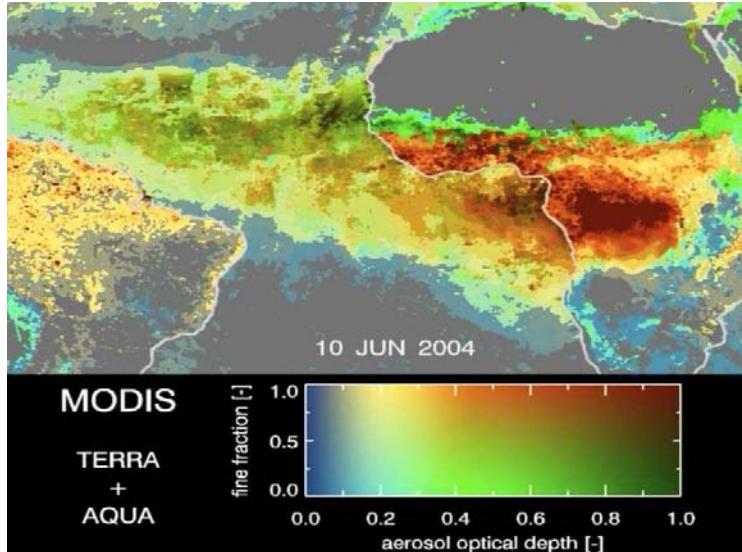


Figure 2.11 : Image du satellite MODIS représentant les aérosols le 10 juin 2004. La fraction fine (axe y) varie du vert pour une fraction fine nulle jusqu'au rouge représentant une fraction fine égale à 1. Le bleu représente des conditions propres ($AOD < 0.1$). Le vert (respectivement rouge) correspond à des épaisseurs optiques plus importantes dues aux particules du mode grossier (respectivement fin). Donc les poussières désertiques pures sont en vert et les feux de biomasse ou la pollution sont en rouge (Kaufman et al., 2005).

2.1.4 Composition chimique

Les composés chimiques présents sous forme particulaire dans l'atmosphère sont extrêmement nombreux et variés. Les techniques de mesure actuelles ne permettent l'identification que d'une partie de ces composants. Les travaux de *Clain (1995)* illustrent bien la difficulté pour connaître la composition de l'aérosol puisque des milliers d'espèces chimiques peuvent être identifiées, chacune d'entre elles ne représentant qu'une fraction très limitée de la masse totale particulaire. La spéciation détaillée des espèces particulières étant problématique, la composition chimique de l'aérosol est généralement décrite d'une part en séparant les composés organiques des composés inorganiques, et d'autre part en tenant compte des propriétés physiques ou chimiques des composés. Cette classification est tout à fait adaptée à la problématique du comportement hygroscopique des aérosols puisque la solubilité est un facteur essentiel pour caractériser l'affinité des composés chimiques avec l'eau.

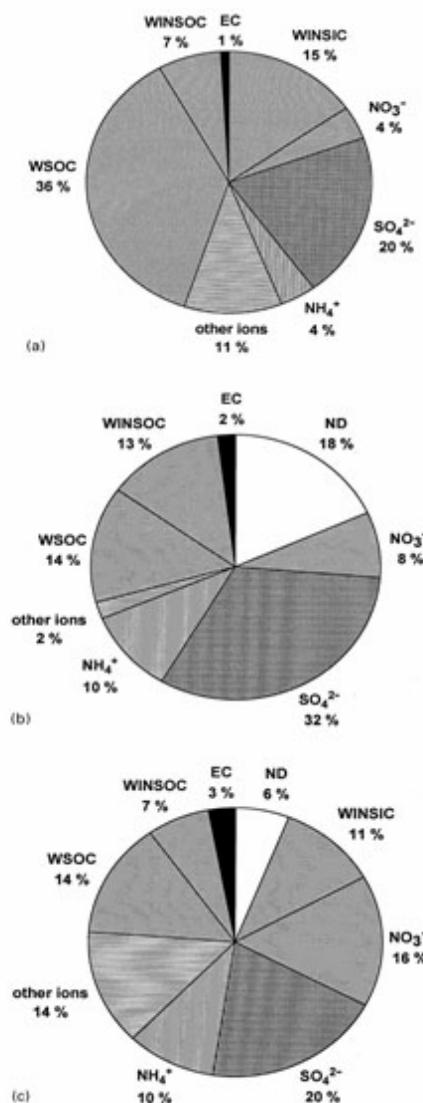


Figure 2.12 : Composition chimique moyenne des aérosols prélevés sur un site isolé (a), rural (b) et pollué (c). EC= carbone élémentaire, WINSOC= Composés organiques insolubles, WINSIC= Carbone inorganique insoluble, WSOC= Composés organiques solubles, ND= partie indéterminée (Zappoli *et al* 1999).

2.1.4.1. Etat de mélange

Une population de particules peut se trouver soit en mélange externe (coexistence, pour une taille donnée, de particules de différentes compositions chimiques), soit en mélange interne (mélange de plusieurs espèces au sein d'une même particule). Dans un mélange externe, les particules de sources différentes forment des entités séparées qui ne s'agglomèrent pas les unes aux autres. Dans un mélange interne, les différents composants se mélangent pour former une particule. Le type de mélange modifie donc les propriétés physiques et chimiques de l'aérosol. A proximité des sources d'émission, le mélange est externe. Tandis qu'un mélange interne témoigne de l'altération de l'aérosol par condensation de composés gazeux sur des aérosols de natures chimiques différentes. Par exemple, les processus microphysiques se déroulant dans un nuage, tels que l'évaporation et la condensation entraînent une modification de la couche externe de l'aérosol. En effet, le passage d'un aérosol dans un milieu aqueux (nuage) change sa structure chimique (*Levin et al., 1996*). Les processus de condensation et de coagulation, parmi les plus efficaces pour produire une augmentation du diamètre de particules, tendent à former des mélanges internes de particules qui sont par conséquent souvent caractéristiques du mode d'accumulation. En général, une population de particules n'est jamais totalement représentée par un mélange externe ou interne et peut être caractérisée par son degré de mélange (*Junge, 1963 ; Winkler, 1973*). Notons que la quantification expérimentale du degré de mélange d'une population d'aérosols reste techniquement délicate.

2.1.4.2. Les composés inorganiques solubles

En milieu continental, la fraction inorganique est dominée par les sels de sulfate et de nitrate d'ammonium. Le sulfate est prépondérant dans tous les types de masse d'air, le nitrate est le moins concentré, malgré une augmentation de sa proportion dans les masses d'air polluées (*Zappoli et al., 1999*). La principale origine de sulfate anthropique est l'oxydation de SO₂ gazeux et il est d'usage de le définir comme du sulfate non marin (nss-SO₄²⁻) (la concentration des sulfates marins est négligeable en milieu continental). Les nitrates sont liés aux concentrations de NO_x (généré par processus de combustion) par des processus d'oxydation et par des réactions hétérogènes. L'ammonium est lié à la présence d'ammoniac (NH₃) qui peut être directement émis par la végétation et les activités agricoles (*Asman et al., 1998*).

En milieu marin, le sel de mer (NaCl) est le composé inorganique soluble prédominant. La plupart du temps sa concentration est faible dans le mode fin, mais peut tout de même atteindre 53 % de la masse totale submicronique (*Quinn, 2000*). De plus, une grande quantité de sulfate est disponible. Ce sulfate est formé par oxydation du SO₂ issu du transport à grande échelle des sources continentales, des émissions de bateaux et de l'oxydation du diméthylsulfure (DMS) émis principalement par les algues (*Twomey, 1971; Charlson et al., 1987; Andreae et al., 1988; Andreae, 1990; McInnes et al., 1997; Andreae et al., 2000*).

2.1.4.3. Les composés inorganiques insolubles

La fraction des composés inorganiques insolubles présents dans les particules d'aérosols est constituée, essentiellement, de carbone inorganique, de poussières minérales et de métaux lourds. Ces différents types d'aérosols sont émis par des sources naturelles (volcans, feux de foret...) et anthropiques (exploitations minières, productions industrielles...).

Le carbone suie est un des principaux composés inorganiques insolubles. Il est quasi exclusivement composé d'atomes de carbone non fonctionnalisés et hautement polymérisés. Sa structure s'apparente à du graphite impur. Il provient essentiellement des processus de combustion et est inerte chimiquement. Ces principales sources sont les rejets automobiles et les feux de biomasse. Les concentrations les plus faibles (quelques ng.m^{-3}) sont rencontrées loin des sources (Arctique, Antarctique). Des concentrations plus élevées (de l'ordre de quelques dizaines de $\mu\text{g.m}^{-3}$) se rencontrent en milieux urbains densément peuplés. Néanmoins, de tels niveaux de concentration restent exceptionnels. Plus classiquement, en milieu urbain, les concentrations se situent entre 1 et $20 \mu\text{g.m}^{-3}$. Le carbone élémentaire et d'autres espèces carbonées insolubles ont tendance à être concentrés d'une façon privilégiée sur les particules les plus fines (*Sicre et al., 1990; Rivera-Carpio et al., 1996; Neusüß et al., 2000*).

2.1.4.4. Les composés organiques solubles

Les composés organiques solubles sont présents dans la fraction fine de l'aérosols principalement dans les masses d'air rural, continentale de fond et continentale polluée. En terme de chimie, la composante organique de pollution n'est donc pas prépondérante, mais en terme de toxicité, ces composés présentent un danger sanitaire non négligeable (*Finlayson-Pitts et Pitts, 2000*).

Saxena et Hildemann (1996) montrent que dans les zones urbaines et rurales 20 à 30 % des espèces carbonées sont constituées de composés organiques solubles. Les travaux de *Novakov et Corrigan (1996)* ont mis en évidence la présence de composés organiques solubles dans les aérosols de feux de biomasse.

2.1.4.5. Les composés organiques insolubles

Leur concentration est déduite de la différence entre le carbone organique total et les composés organiques solubles (*Facchini et al. 1999*). La fraction insoluble des composés organiques varie en fonction des sources d'émission de 27% en milieu pollué jusqu'à 39 % en milieu rural (*Zappoli et al., 1999*).

2.1.5 Caractérisation des propriétés hygroscopiques

Une particule d'aérosol est appelée CCN si elle peut servir de support à la condensation de l'eau atmosphérique. Après activation, les CCN formeront des gouttelettes nuageuses. Cette activation est décrite par la théorie de Köhler. Avant d'expliquer plus en détails la théorie de Köhler, quelques notions sont à définir. Tout d'abord, une vapeur est sursaturée ou en sursaturation, lorsque sa pression partielle est supérieure à la pression saturante à la température du milieu. La sursaturation, généralement exprimée en %, est égale à l'écart à l'unité du taux de sursaturation : $S = e/e_s - 1$. On définit le taux de sursaturation comme le rapport entre la pression partielle et la pression saturante. La pression de vapeur saturante de référence est toujours calculée pour une surface d'eau plane et pure. La théorie de Köhler prend en compte l'effet Kelvin (terme A de l'équation ci-dessous) et l'effet Raoult (terme B de l'équation ci-dessous) (*Köhler, 1936*).

$$S = \frac{Pe(x_1, r)}{Pe} - 1 = \frac{2\sigma M_w}{RT\rho_l r} - \frac{3vM_s}{4\pi\rho_l r^3} = \frac{A}{r} - \frac{B}{r^3}$$

Avec M_s : masse molaire du soluté en g.mol^{-1} ; M_w : masse molaire de l'eau g.mol^{-1} ; v : la viscosité ; σ : la tension de surface ; ρ_l : la densité du soluté ; et r le rayon de la gouttelette.

L'équation de Kelvin est la suivante :

$$p_a = p_a^o \exp\left(\frac{2\sigma M}{RT\rho_l R_p}\right)$$

Elle exprime l'écart entre la pression de vapeur saturante au-dessus d'une surface courbe (P_a) et la pression saturante de référence au-dessus d'une surface plane (P_a^o). La pression de vapeur d'un liquide est déterminée par l'énergie nécessaire pour séparer une molécule des forces d'attraction exercées par les molécules voisines et la transformer en phase gazeuse. Quand une interface courbe existe (comme une petite gouttelette) il y a moins de molécules immédiatement adjacentes sur la surface que lorsque la surface est plane. Par conséquent, les molécules présentes à la surface d'une petite gouttelette s'échapperont plus facilement en phase gazeuse et la pression de vapeur au-dessus d'une interface courbe sera, par conséquent, toujours plus grande que pour une surface plane. Il sera donc plus difficile de condenser un liquide sur une petite particule. Cet effet Kelvin commence à devenir important pour des particules aqueuses supérieures à 50nm.

La loi de Raoult permet de connaître la pression partielle d'équilibre lorsque l'eau n'est pas pure.

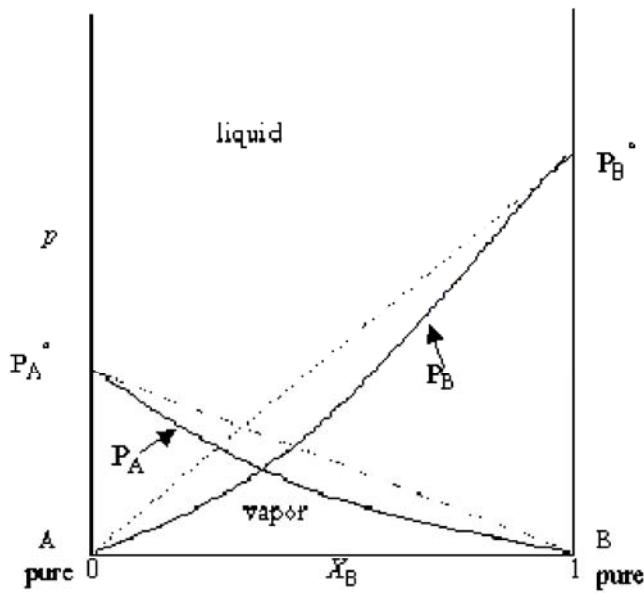


Figure 2.13 : Diagramme de Raoult à température constante (Seinfeld et Pandis, 1998).

X_B représente la fraction de soluté B dissout dans A. Lorsque $X_B = 0$, A est pure et sa pression de vapeur saturante est p_a^o . La Figure 2.13 représente l'évolution de la pression de vapeur saturante lorsque la dilution augmente. Lorsque $X_B \rightarrow 1$, nous avons une solution A complètement diluée dans B. Si l'on se ramène à la gouttelette d'eau, B représente l'eau et A le soluté, plus le soluté est soluble dans l'eau, plus X_B est élevé et donc plus la pression de vapeur saturante du soluté (P_A) est faible.

L'effet Kelvin est du à la tension de surface de la particule. En effet, plus une particule est petite, plus la tension de surface est importante et par conséquent plus il faut appliquer une forte sursaturation pour condenser la vapeur d'eau. Le deuxième effet, l'effet Raoult, prend en compte la nature du soluté (c'est à dire la chimie de l'aérosol). Par exemple, un aérosol de nature inorganique, tel qu'un sulfate, a une affinité plus importante avec l'eau qu'un aérosol organique. La courbe de Köhler représente la sursaturation à la surface d'une gouttelette en fonction de son diamètre pour deux types de particules d'aérosol (NaCl ou Chlorure de sodium et $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$ ou sulfatate d'ammonium) et différent diamètre de la particule sèche (D_p) (Figure 2.14).

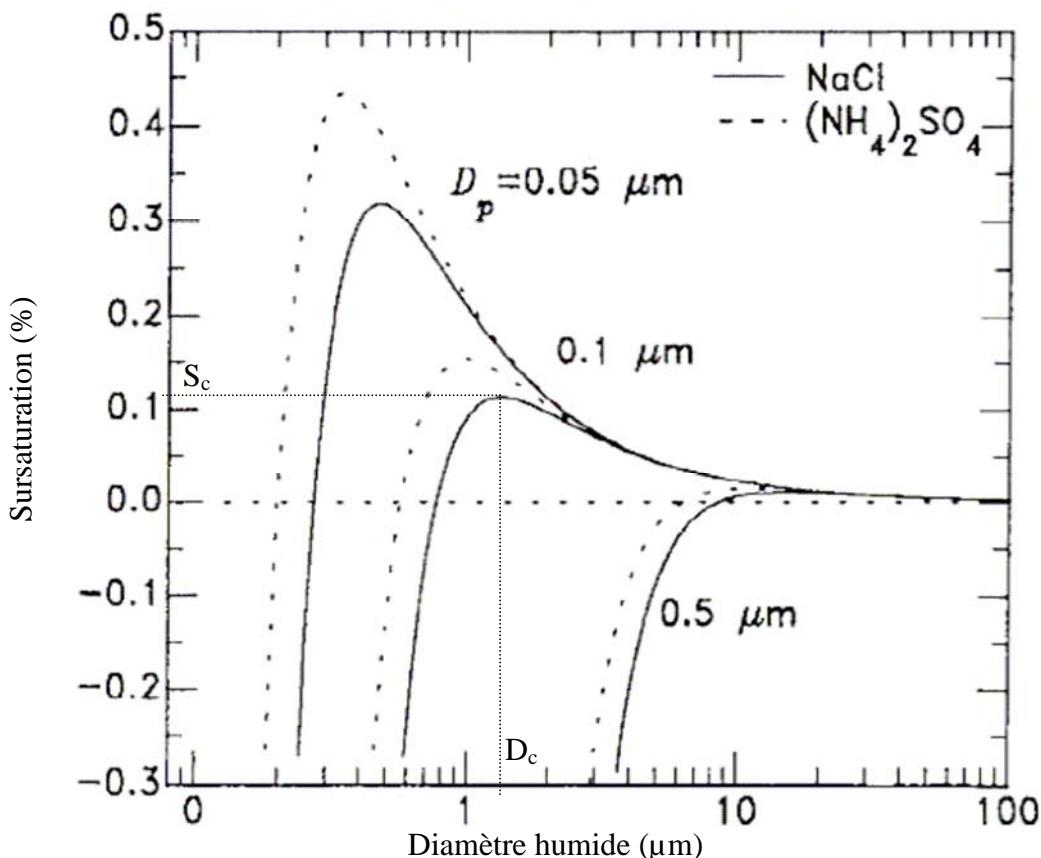


Figure 2.14: Courbe de Köhler. Source : Seinfeld et Pandis, 1998.

La Figure 2.14 montre qu'il existe un point critique dont les paramètres sont le rayon critique (r_c) et la sursaturation critique (S_c)

$$S_c = \left(\frac{4A^3}{27B} \right)^{\frac{1}{2}} \quad D_c = \left(\frac{12B}{A} \right)^{\frac{1}{2}}$$

Cette courbe montre que dans un champ de sursaturation donné, inférieur à S_c , il existe deux régimes dans la croissance d'un embryon de gouttelette. Lorsque son diamètre est inférieur au diamètre critique l'équilibre est stable. Inversement, lorsque son diamètre est supérieur au diamètre critique l'équilibre est instable. Ainsi, lorsque la sursaturation de l'environnement atteint la sursaturation critique, l'aérosol passe dans une phase de croissance irréversible. Il est alors dit activé et devient un noyaux de condensation.

Par extension, pour une distribution dimensionnelle d'aérosols, le nombre de particules activées se déduit de la sursaturation maximale S_{\max} imposée par les conditions environnementales (principalement la vitesse verticale et le taux de condensation). Ainsi tous les aérosols ayant une sursaturation critique inférieure à S_{\max} seront activés

La Figure 2.14 montre que pour un diamètre équivalent, deux aérosols de natures chimiques différentes n'auront pas la même S_c (effet Raoult). Pour un même composé chimique ayant des diamètres secs différents, l'aérosol le plus gros nécessitera une sursaturation plus faible pour s'activer (effet Kelvin). L'effet du soluté prédomine lorsque le diamètre de l'aérosol est petit alors que lorsque ce diamètre augmente, c'est l'effet Kelvin qui prédomine. On peut donc estimer l'hygroscopicité de l'aérosol en fonction de sa taille et de sa composition chimique (*Seinfeld et Pandis, 1998*).

2.2. LES AEROSOLS PRESENTS EN AFRIQUE DE L'OUEST

La zone d'étude AMMA s'étend de 0°N à 20°N en latitude et de 20°O à 20°E en longitude, c'est à dire du sud de l'Algérie jusqu'à l'océan Atlantique et du Sénégal jusqu'au Cameroun. Dans cette zone, plusieurs types d'aérosols coexistent avec une prédominance plus ou moins forte en fonction des saisons :

- **Les aérosols désertiques**, dont les principales sources sont le Sahara et le Sahel (*Prospero et al., 2002*), prédominent pendant la saison sèche (*Legrand et al., 1994 ; Moulin et al., 1998*), de novembre à avril, et lors de passages d'événements convectifs, de juin à septembre, tels que les lignes de grain mobilisant assez d'énergie pour soulever les poussières (*Rajot, 2001*).

- **Les aérosols issus de feux de biomasse**, dont l'impact est très important durant la saison sèche de la zone étudiée (*Barbosa, 1997*, voir Figure 2.17). Lorsque le régime de mousson est bien établi, les vents du sud-ouest emportent les panaches de feux du sud de l'Afrique vers la zone d'étude AMMA (*Kaufman et al., 2005 ; Sauvage et al., 2007*).

- **Les aérosols de sel de mer** que le flux de mousson remonte du golfe de Guinée vers le continent. Durant le transport, les aérosols marins sont transformés par des réactions hétérogènes avec des espèces chimiques de masses d'air différentes (*Cachier et al., 1983 ; Heintzenberg et Covert, 2000 ; Putaud et al., 2000 ; Guazzotti et al., 2001*) ou sédimentent

(Lewis et Schwartz, 2004). De ce fait les concentrations les plus importantes sont rencontrées à proximité de l'océan (Paerl et al., 2002 ; Knipping et Dabdub, 2003).

La pollution atmosphérique en Afrique atteint son maximum pendant la saison sèche, lorsque les concentrations de poussières sont élevées et la saison des feux est à son apogée.

2.2.1 Les aérosols désertiques

Les poussières désertiques sont mises en suspension dans l'atmosphère par un processus mécanique d'arrachement des particules au sol. Sous l'action du vent, les particules du sol dont le diamètre médian est relativement élevé ($\sim 75 \mu\text{m}$) se déplacent en **saltation** à la surface du sol. Puis, par bombardement des agrégats présents en surface (**sandblasting**) les grains en saltation émettent des particules plus fines capables de rester en suspension dans l'atmosphère et d'être transportées verticalement, constituant ainsi l'aérosol désertique.

Ces processus dépendent à la fois des conditions météorologiques et des états de surface. En effet, l'émission des aérosols désertiques est un phénomène à seuil. D'abord la saltation ne se produit que lorsque la force de friction du vent exercée sur les grains du sol devient supérieure aux forces qui les maintiennent au sol (forces inter-particulaires, force de gravité des particules). C'est lorsque ce seuil est dépassé que les grains au sol sont mis en mouvement horizontal. Ensuite, les grains entraînés par saltation utilisent l'énergie cinétique reçue de la friction du vent pour libérer et éjecter les fines particules qui constituent les agrégats du sol (Gillette et Goodwin, 1974; Gomes et al., 1990). L'intensité de production des fines particules dépend du rapport entre le flux d'énergie cinétique transféré et les forces de cohésion des particules formant les agrégats du sol.

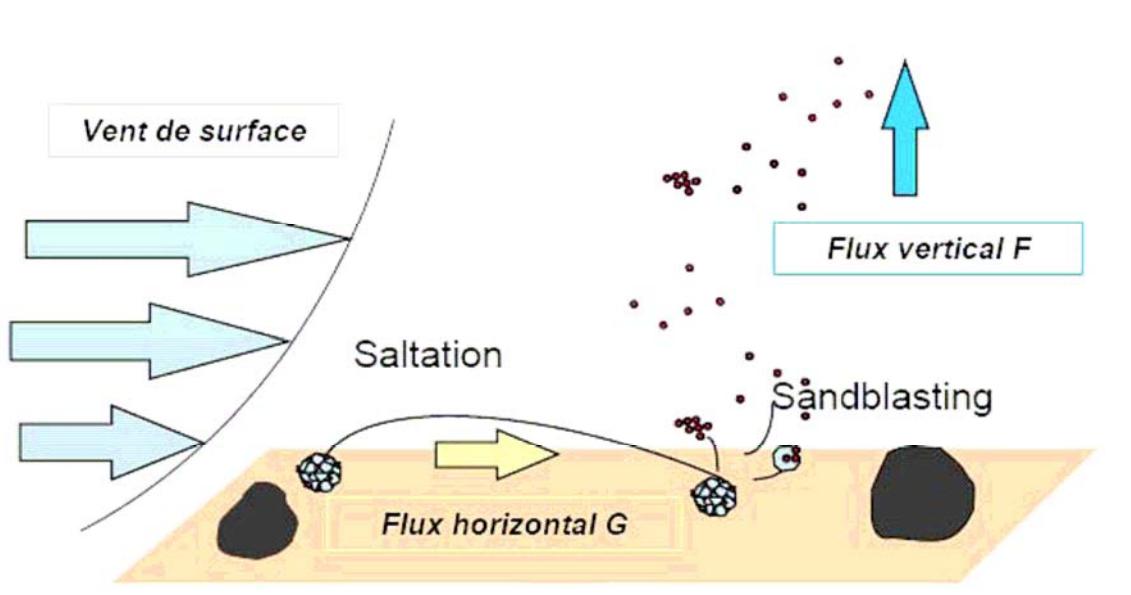


Figure 2.15: Schéma des deux principaux processus générant des poussières désertiques : la saltation et le sandblasting. Ces processus ont lieu uniquement lorsque la vitesse seuil d'érosion des sols est dépassée.

La vitesse du vent contrôle ainsi la concentration des particules soulevées. Chomette et al. (1999) ont utilisé un indice qualitatif des poussières, obtenu à partir de la différence des canaux infrarouges (10.5 et 12.5 μm) de METEOSAT, pour décrire la distribution des

poussières désertiques dans les régions Saharienne et Sahélienne. Ces indices qualitatifs, associés aux analyses de vent à 10 m du Centre Européen pour les Prévisions météorologiques (CEP), révèlent la vitesse seuil à atteindre pour permettre l'émission en surface de poussières désertiques à une résolution de 1°. Ces résultats sont très proches de ceux obtenus en décrivant les propriétés physiques et géographiques des surfaces ($\sim 0.3 \text{ m.s}^{-1}$ de différences). La vitesse seuil dans la région de Niamey est de 6.5 m.s^{-1} , avec une incertitude de $\pm 0.25 \text{ m.s}^{-1}$.

Certaines régions dites zones source sont propices au soulèvement de poussières. Pour mieux comprendre la production des poussières sahariennes il est important d'identifier les sources majeures. Beaucoup d'estimations des flux de poussières désertiques ont été publiées; la plupart des anciens travaux ont été récapitulés par *Duce* (1995), tandis que la littérature plus récente a été résumée par *Tegen* (2003) et *Zender et al.* (2004). Les évaluations des flux annuels globaux sont de l'ordre de $1000\text{-}2150 \text{ Tg.a}^{-1}$ et n'ont pas changé beaucoup depuis les publications de *Andreae* (1995) et de l'*IPCC-TAR* (2001). Dans les paragraphes suivants, nous présenterons les méthodes de détection des zones sources, les caractéristiques physiques et chimiques des aérosols désertiques.

2.2.1.1. Les sources d'aérosols désertiques

Les méthodes d'identification des sources sahariennes d'aérosol sont nombreuses (observations des poussières en surface, télédétection, rétro-trajectoires, utilisation de traceurs minéraux,...) (*Caquineau et al.*, 2002). De nos jours, des progrès ont été faits pour identifier les zones source en utilisant des mesures par radiance infrarouge, comme celles utilisées par METEOSAT. Une autre méthode pour détecter les régions source est la détection de l'absorption-UV des aérosols dans l'atmosphère à partir de longueurs d'ondes variant entre 340 et 380 nm, par le spectromètre TOMS (Total Ozone Mapping Spectrometer) installé sur différentes plate-formes satellitaires (*Torres et al.*, 1998). Un indice d'aérosol (AI) a été développé et est directement proportionnel à l'épaisseur optique des aérosols (*Hermann et al.*, 1997). Ces méthodes ont permis de mettre en évidence la dépression de Bodélé, entre le lac Tchad et le massif du Tibesti, comme étant la source la plus importante au monde de poussières minérales ($\text{AI} > 30$, *Goudie et Middleton*, 2001). L'importance de la région de Bodélé avait déjà été montrée par *Kalu* (1979) et *Hermann et al.* (1999).

Des analyses récentes et détaillées ont montré que les lacs ou les rivières asséchés sont des zones dont le potentiel d'émission de poussières est très élevé (*Israelevich et al.*, 2002; *Prospero et al.*, 2002; *Tegen et al.*, 2002; *Zender et al.*, 2003). La région aride (17 mm.an^{-1}) de Bodélé a été alimentée d'alluvions par les cours d'eau du massif du Tibesti (*Goudie et Middleton*, 2001). La particularité de cette région est d'associer un terrain riche en fines particules ($1 \mu\text{m}$ ou moins) et fréquemment de fortes vitesses de vents en surface. La quantité de fines particules émise dans cette région est donc plus importante que dans les zones désertiques. De plus, ces particules contiennent des résidus solubles, dus à l'évaporation de l'eau du lac, ce qui modifie leurs propriétés hygroscopiques (*Formenti et al.*, 2003).

Les émissions de poussières sont variables à toutes les échelles de temps. Cette variabilité est liée autant à la diversité du couvert végétal et de l'humidité des sols qu'aux changements des paramètres climatiques comme la vitesse du vent et les précipitations (*Mahowald et al.*, 2002; *Tegen et al.*, 2002; *Werner et al.*, 2002; *Luo et al.*, 2003). Ainsi les travaux de *N'Tchayi et al.* (1994) (Figure 2.16) ont montré que lorsque le taux de précipitations diminue le nombre d'événements de brumes sèches augmente. L'humidité du sol, conséquence directe des pluies,

accentue la cohésion des particules et augmente les seuils d'érosion (*Fécan et al., 1999*). De même, *Leenders et al. (2007)* observent une population différente d'aérosols désertiques, en concentration et en diamètre, en fonction du type de végétation à proximité de la zone source. La végétation, par un effet de couverture de la surface, absorbe l'énergie éolienne, modifie la rugosité de surface et augmente également les seuils d'érosion.

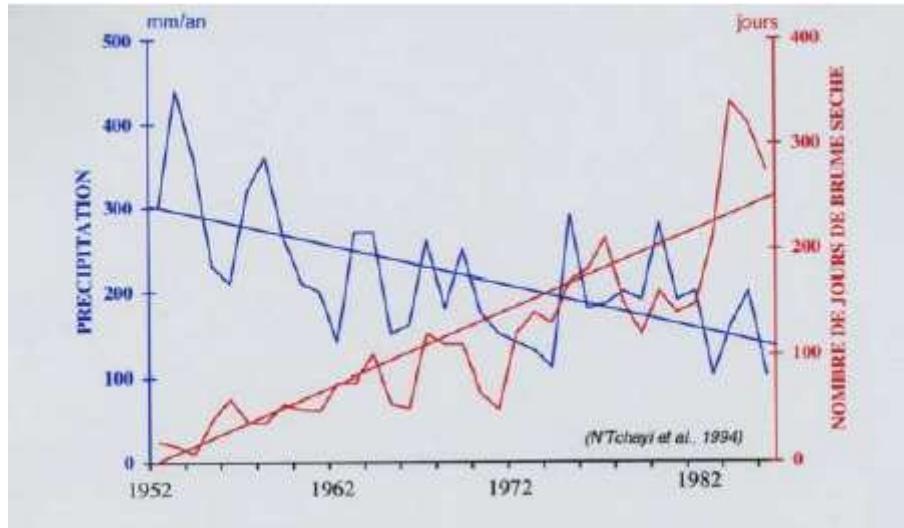


Figure 2.16 : Nombre de jours de brumes sèches et précipitations annuelles mesurées à la station de Gao, Mali, de 1952 à 1984 (N'Tchayi et al., 1994).

Dans le cadre des études sur les changements climatiques, les variabilités futures des flux **d'émission** de poussières devront être estimées à l'échelle globale. *Mahowald et Luo (2003)* suggèrent que les flux de poussières devraient diminuer d'environ 10 à 60 % d'ici à 2100 du fait d'une meilleure utilisation des sols et du changement climatique. De leur côté, *Tegen et al. (2004)* suggèrent des changements moins importants de l'ordre de 10 à 25 %, avec soit une augmentation soit une diminution suivant le modèle utilisé (couverture de surface/nuages). Des études récentes (*Miller et al., 2006 ; Cakmur et al., 2006 ; Cakmur et al., 2004*) ont montré que les flux d'émission variaient d'un modèle à un autre à cause d'incertitudes sur les champs de vents et les champs de précipitations.

De plus, les modèles de **transport** ont été améliorés grâce à une meilleure représentation des processus de déflation des poussières et une meilleure prise en compte des observations, particulièrement des mesures de télédétection, pour la validation des modèles, (*Israelevich et al., 2002 ; Tegen et al., 2002 ; Werner et al., 2002 ; Luo et al., 2003 ; Zender et al., 2003 ; Miller et al., 2004 ; Tegen et al., 2004*). La gamme d'erreur prévue par ces modèles (8-36 Tg) reste toujours importante, principalement due à la différence de traitement des processus de dépôt. Ces incertitudes résultent d'hypothèses différentes quant à la distribution en taille de l'aérosol. Il est donc essentiel de connaître précisément la distribution granulométrique des aérosols près des sources et pendant toute la phase de transport.

2.2.1.2. Distribution en taille des aérosols désertiques

Près des sources, la distribution en **masse** atteint un maximum pour les particules de grande taille, entre 1 μm et 10 μm . Les observations de la distribution dimensionnelle de l'aérosol collecté au Texas (*Patterson et Gilette, 1977*), en Algérie (*Gomes et al., 1990a*), et au Tadjikistan (*Gomes et Gilette, 1992*) montrent une distribution monomodale centrée sur respectivement sur 6.5, 3 et 2.5 μm . Les travaux en soufflerie d'*Alfaró et Gomes (2001)*, permettent de déterminer un spectre granulométrique de l'aérosol tri-modal centrés sur 1.5 μm , 6.7 μm , et 14.2 μm . Cette distribution granulométrique est aujourd'hui implémentée dans de nombreux modèles associant un modèle de saltation et un modèle de *sandblasting*. La comparaison des différents modèles montrent que ce dernier est plus en adéquation avec les mesures expérimentales. Lors d'événements particuliers, tels que des soulèvements important de poussière, le diamètre médian des particules d'aérosol du mode grossier atteint des valeurs proches de 20 μm et seulement 10 % de la masse des poussières se trouve dans la fraction submicronique (*Tegen et al., 2002; Luo et al., 2003*). Dans une étude utilisant le modèle de circulation atmosphérique générale NASA GISS avec traitement interactif du climat et du flux de poussières, *Miller et al. (2004)* obtiennent un diamètre massique médian de 1.6 μm , mais ce modèle ne prend pas en compte l'effet indirect des poussières désertiques dans les nuages.

Le diamètre médian du mode associé aux poussières en **nombre** est généralement bien en dessous de 1 μm de diamètre. Au dessus des zones sources, *D'Almeida (1987)* trouve une distribution granulométrique composée de trois modes centrés sur 0.16 μm 3.19 μm et 10 μm , tandis que *Haywood et al (2001)* étudient la distribution des aérosols sahariens au-dessus de l'océan atlantique et montrent la présence de trois modes centrés sur 0.12 μm , 2 μm et 5 μm . Les différences entre ces deux jeux de données montrent que les diamètres du mode grossier et du mode d'accumulation diminuent de façon relativement importante (facteur 2) lors du transport. Les travaux de modélisation de *Zender et al (2003)* montrent des données en nombre dont le mode est centré sur 0.6 μm .

Les différences dimensionnelles après transport des poussières désertiques sont dues à la durée de vie assez limitée des poussières désertiques dans l'atmosphère, environ quatre à cinq jours. Le transport de ces particules donne lieu à plusieurs mécanismes, comme la coagulation avec d'autres types d'aérosols, la sédimentation, etc. De ce fait le spectre granulométrique des particules évolue vite au cours du transport. Les particules les plus grosses, donc les plus lourdes, sédimentent rapidement (*Schütz, 1980 ; Schütz et al., 1981*), tandis que le diamètre des plus fines peut évoluer par coagulation (*Seinfeld et Pandis, 1998*). Les incertitudes des modèles sont relativement importantes, c'est pourquoi il est nécessaire de disposer d'observations fiables pour valider et contraindre les différents modèles.

2.2.1.3. Composition chimique et solubilité des aérosols désertiques

Les poussières désertiques sont composées d'un mélange de minéraux tel que le quartz, le feldspath, l'argile (illite, kaolinite, polygorskite...) quelques fois associées à de la calcite. Les compositions minéralogiques dépendent fortement des régions source. En particulier, la composition des argiles est très dépendante de l'origine des poussières désertiques. En utilisant le rapport illite/kaolinite, il devient possible de déterminer le secteur d'où proviennent ces poussières (*Caquineau et al. 2002*).

Ces minéraux, émis à partir du sol dont la composition moyenne est donné dans le Tableau 2.3, sont en majorité composés de silicium, d'aluminium et de fer (*Rahn, 1976 ; Schütz et Sebert, 1987*), éléments très peu solubles dans l'eau. D'après *Pruppacher et Klett (1997)*, la

plupart de ces particules ne sont donc pas capables d'agir comme noyaux de condensation nuageux (CCN) aux sursaturations généralement rencontrées. Une fraction importante des particules de poussière peut rester en tant qu'aérosol interstitiel dans des nuages convectifs et atteindre la troposphère moyenne et supérieure, où ils peuvent agir comme noyaux de glace (IN). Cependant lors de leur transport, certains processus peuvent créer autour des poussières désertiques une pellicule de surface contenant des quantités appréciables de matière soluble (*Levin et al., 1996; Yin et al., 2002; Trochkine et al., 2003*). Plusieurs explications sont émises pour expliquer la présence de cette pellicule hygroscopique :

- La source des poussières désertiques est un lac asséché ou une zone touchée par des pluies contenant du sulfate. Le processus d'évaporation de l'eau laisse sur les particules des composés hydrophiles présents dans l'eau du lac ou dans l'eau de pluie. Ces particules formant alors la couche superficielle des lacs asséchés et des zones de pluies sulfatées sont les premières à être soulevées dans l'atmosphère (*Formenti et al., 2003*).
- La coagulation des particules de sulfates et des particules de poussières désertiques. De telles interactions sont possibles si les concentrations des deux types de particules sont importantes. Cependant l'efficacité de collision et de collage est faible (*Seinfeld et Pandis, 1998*).
- Ce dépôt surfacique peut être aussi du à une oxydation de SO₂ gazeux en SO₄ sur les minéraux contenus dans les poussières désertiques *Levin et al (1996)*.
- Les réactions acido-basiques sur des aérosols humides peuvent intervenir et créer des composés solubles. *Laskin et al. (2005)* ont montré, par des expériences en laboratoire, la formation d'un composé très hygroscopique (Ca(NO₃)₂) par une réaction entre le carbonate de calcium (CaCO₃) et l'acide nitrique (HNO₃).
- La collision des gouttelettes formées à partir de CCN sulfatés ou autres éléments solubles (*Wurzler et al., 2000*). La plupart des nuages n'étant pas précipitants (*Pruppacher et Klett, 1979*), les aérosols qui ont été incorporés dans une gouttelette sont rejetés dans l'atmosphère après évaporation, produisant des particules chimiquement modifiées et/ou enrobées d'une pellicule soluble.

Plus récemment *Levin et al (2005)* ont montré que le transport à basse altitude au-dessus de la mer des poussières désertiques peut entraîner la formation d'une pellicule soluble sur une grande partie des poussières désertiques. Cette pellicule de surface, déjà observée en microscopie électronique (*Tervahattu et al., 2002 ; Russel et al., 2002*) influence les propriétés hygroscopiques des aérosols. Dès lors, ces particules peuvent jouer un rôle important comme CCN. Pour résumer, nous constatons que les fractions actives de CCN et IN pour ce type d'aérosol dépendent fortement de leur région source et des processus atmosphériques, particulièrement par rapport à leur comportement dans les nuages.

Tableau 2.3 : Composition moyenne du sol (Warneck 1988).

<i>Elément</i>	<i>Concentration (%) / masse</i>
Si	33
Al	7.13
Fe	3.8
Ca	1.37
K	1.36
Mg	0.63
Na	0.63
Ti	0.46
Mn	0.085
Cr	0.02
V	0.01
Co	0.0008

2.2.2 Les aérosols de feux de biomasse

La combustion de biomasse végétale est un phénomène courant et très répandu dans tout le monde tropical. Les incendies de végétation, qu'ils soient allumés par les populations ou par la foudre, sont fréquents et couvrent de grandes étendues ($15000 \text{ km}^2.\text{jour}^{-1}$). Les feux alimentés par le bois, le charbon de bois ou les résidus agricoles sont dans ces régions la principale source d'énergie domestique pour la cuisine et le chauffage. Le feu est aussi utilisé pour éliminer la végétation lors du défrichement des terres destinées à l'agriculture, ou, après la culture, pour se débarrasser des résidus agricoles indésirables. L'ensemble de ces feux constitue une source importante de gaz trace et de particules en suspension libérées dans l'atmosphère (Crutzen et Andreae, 1990). Lindesay *et al.* (1996) évaluent l'émission annuelle des feux de biomasse entre 11-18 Tg, dont environ 87% sous les tropiques. Pour ces derniers, près de la moitié (49%) est attribuée aux feux de savane (Andreae 1991), comprenant à la fois les incendies et les feux liés à l'utilisation des terres. Le reste correspond à la combustion des feux de bois, des résidus agricoles et des abattis de déforestation, en proportion à peu près égale. Pour les zones tropicales, Hao *et al.*, 1990 estiment que 65% des émissions sont dues à l'Afrique, dont 32% à l'Afrique australe et 33% à l'Afrique de l'ouest. Le Tableau 2.4 montre les estimations des émissions de feux de biomasse réalisées à partir de différentes études. Leurs différences reflètent la difficulté à quantifier les diverses contributions. L'échelle de ces impacts souligne l'importance des problèmes liés au brûlage incontrôlé, tant à l'échelon régional que mondial.

Tableau 2.4 : Evaluation de la quantité de biomasse végétale brûlée chaque année par les feux de savane (Tg MS an-1).

<i>Afrique australe</i>	<i>Afrique de l'ouest</i>	<i>Afrique</i>	<i>Monde</i>	<i>Référence</i>
			1190	Seiler & Crutzen, 1980
			600-3200	<i>Crutzen & Andreae, 1990</i>
1200	1228	2428	3691	<i>Hao et al., 1990</i>
			3690	<i>Andreae, 1991</i>
	90-480	1294		<i>Menaut et al., 1991</i>
		2520		<i>Delmas et al., 1991</i>
		1300-2500	2500-3700	<i>Lacaux et al., 1993</i>
561-1743				<i>Scholes et al., 1996a (méthode 1)</i>
90-264				<i>Scholes et al., 1996a (méthode 2)</i>

Bien que les incendies de végétation se produisent toute l'année en Afrique plus de 90% des incendies et plus de 99% de la superficie brûlée correspondent aux incendies de saison sèche. A cette époque, la végétation est soit morte, soit dormante, et les arbres ont perdu leurs feuilles, contribuant à l'accumulation de matériaux combustibles sur le sol. Les incendies se produisant pendant la saison humide sont peu fréquents et localisés. Les incendies de végétation se produisent dans toute la zone intertropicale en Afrique, essentiellement de novembre à avril au nord de l'équateur, et de mai à octobre au sud de celui-ci (Figure 2.17). Dans le sud de l'Afrique centrale, de grands incendies débutent en mai-juin dans les formations herbacées hautes de la mosaïque forêt-savane. Les masses d'air chargées en particules de feux de biomasse se déplacent vers l'océan puis vers l'Afrique de l'ouest grâce au flux de mousson.

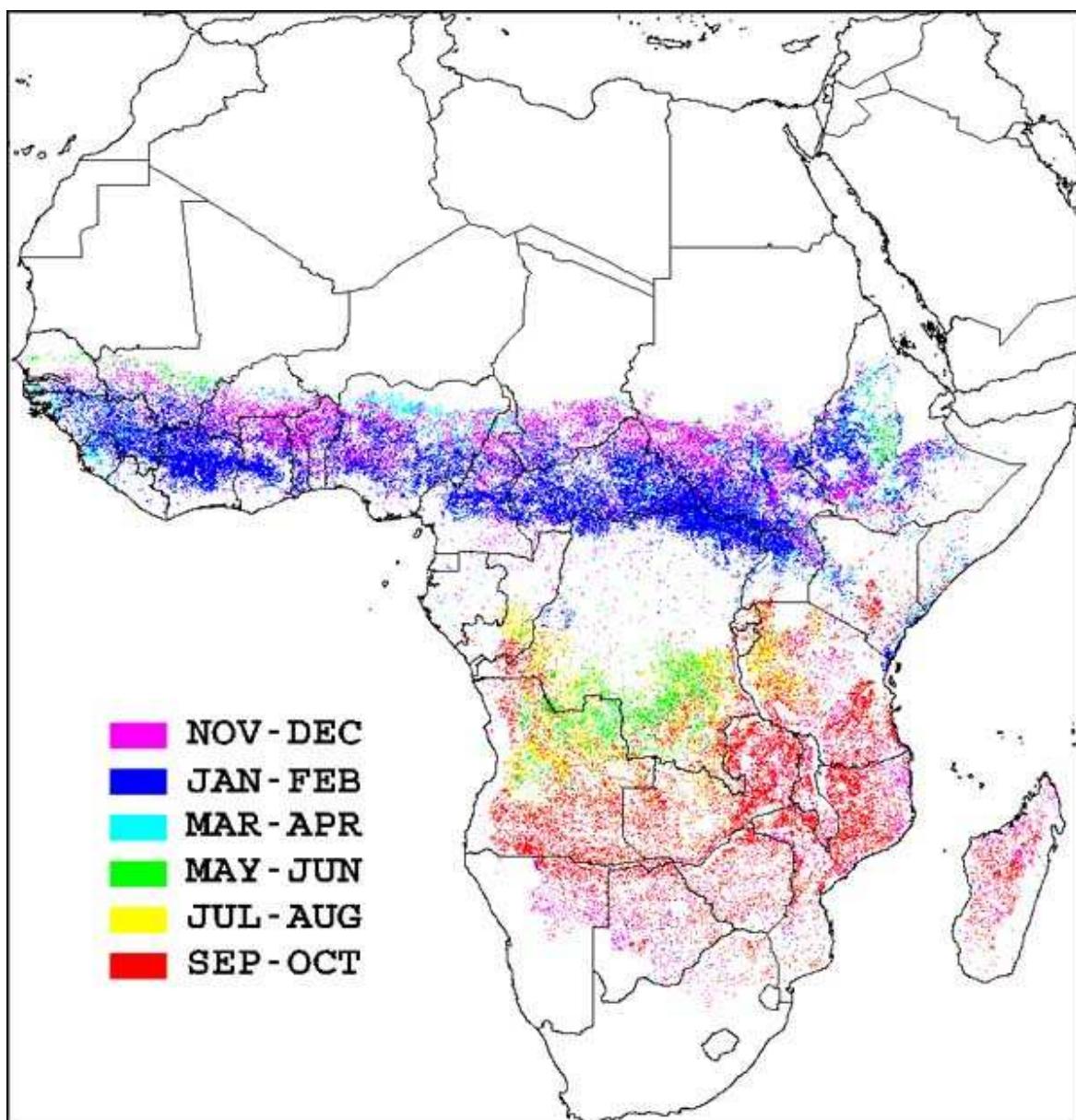


Figure 2.17 : Répartition saisonnière des superficies brûlées en Afrique, de novembre 1990 à octobre 1991, obtenue par analyse de séries de données AVHRR NOAA à faible résolution (Global Area Coverage) (5 km), selon une technique pluri-temporelle, multi-seuils pour l'identification des zones touchées par les incendies (Barbosa, 1997).

Les gaz trace dégagés par les incendies contribuent à la fois à l'effet de serre et à la réactivité chimique de l'atmosphère. Certains de ces gaz peuvent même former des particules par nucléation. Les feux de savane en Afrique sont considérés comme la cause principale du pic annuel prononcé d'ozone troposphérique qui s'étend sur tout l'océan Atlantique, de l'Afrique à l'Amérique du sud, en septembre-octobre (*Fishman et al. 1991*). La combustion de la biomasse produit aussi de grandes quantités de particules de taille inférieure au micron qui restent en suspension dans l'atmosphère pendant de longues périodes, réduisant la qualité de l'air et la visibilité. Ce problème est aggravé en Afrique australe par l'atmosphère relativement stable pendant la saison sèche qui permet le développement de fortes inversions thermiques, piégeant ainsi les particules dans les couches inférieures de l'atmosphère. Ceci est encore aggravé par la présence d'un grand mouvement giratoire atmosphérique subcontinental qui provoque la recirculation d'une grande partie de ces émissions autour de l'Afrique australe pendant la saison sèche (*Garstang et al., 1996*).

2.2.2.1. Distribution en taille des aérosols de feux de biomasse

Andreae et al. (1996) résument un nombre important d'études effectuées en Afrique et relèvent un mode dans les panaches de fumées, pour lequel les concentrations sont élevées, centré sur $\sim 0.1\text{-}0.2 \mu\text{m}$ de diamètre. Durant la campagne SAFARI, *Le Canut et al. (1996)*, montrent un mode d'accumulation centré sur $\sim 0.15 \mu\text{m}$ et un mode grossier centré sur $\sim 3 \mu\text{m}$. La concentration en nombre des particules du mode d'accumulation est supérieure à celle du mode grossier d'un facteur 10^6 . Plus récemment, à partir de la campagne SAFARI-2000, *Haywood et al. (2003a, 2003b)* rapportent un mode d'accumulation centré sur un diamètre un peu plus important ($0.25 \mu\text{m}$) et un mode grossier à $\sim 10 \mu\text{m}$. Aucun mode d'Aitken ou de nucléation n'a été observé lors de ces différentes campagnes de mesures. Le mode grossier observé dans chacune de ces études est composé en grande partie de poussières, avec quelques particules de cendre (*Reid et al., 2005*). La présence de poussières désertiques dans les panaches avait déjà été observée durant la campagne DECAFE. En effet, *Gaudichet et al. (1995)* ont montré que ces poussières s'étaient dans un premier temps déposées sur la végétation puis remises en suspension dans l'atmosphère grâce à la combustion de la végétation.

La quantité de données sur les feux de biomasse au Brésil a beaucoup augmenté à la suite des études de SCAR-A, SCAR-B (*Reid et Hobbs, 1998; Reid et al., 1998*) et Large Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia (LBA-SMOCC) (*Andreae et al., 2004; Guyon et al., 2005*). *Reid et al. (1998)* ont résumé les travaux réalisés dans les panaches de feux de biomasse à l'échelle locale et régionale. De même que pour les émissions africaines, il n'y a pas de mode de nucléation dans les panaches locaux, mais plutôt un large mode d'accumulation centré sur $0.10\text{-}0.13 \mu\text{m}$ de diamètre. Par contre, le panache régional est constitué d'un mode d'accumulation centré sur $0.2\text{-}0.3 \mu\text{m}$. Dans le cas d'émission récente de feux de biomasse, un mode grossier à $\sim 3 \mu\text{m}$ a été mis en évidence, alors qu'à une échelle spatiale plus importante le mode grossier n'était pas systématique (*Reid et al., 1998*). *Rissler et al. (2006)* montrent, lors d'un mélange de masses d'air de feux de biomasse l'une âgée et l'autre fraîche, que la distribution était bi-modale et centrée sur 0.09 ± 0.01 et $0.18\pm0.02 \mu\text{m}$. Un mode de nucléation à 10 nm pouvait apparaître sporadiquement.

Certaines études sur le vieillissement des panaches de feux de biomasse ont montré que le diamètre médian du mode d'accumulation se déplaçait de $0.1\text{-}0.13 \mu\text{m}$ à $0.2\text{-}0.3 \mu\text{m}$ (*Reid et al., 2005*), tandis que celui du mode grossier centré sur $4 \mu\text{m}$ (*Radke et al., 1991*) avait plutôt tendance à se déplacer vers de plus petits diamètres de l'ordre du micron. Les processus de coagulation et de sédimentation ont donc lieu lors du transport des panaches de fumée. Ces

caractéristiques sont très différentes de celles des émissions industrielles dans lesquelles les modes d'accumulation et grossier sont centrés sur des diamètres plus petits et un mode de nucléation est fréquent.

2.2.2.2. Composition chimique et solubilité de l'aérosol de feux de biomasse

La plupart des aérosols générés par des feux de biomasse sont constitués d'espèces carbonées (*Andreae et al., 1996; Cachier et al., 1996; Mayol-Bracero et al., 2002b; Sinha et al., 2003; Reid et al., 2005; Decesari et al., 2006; Fuzzi et al., 2007*). Une fraction considérable est liée au black carbon (BC), en quantité un peu plus importante que dans le cas d'aérosols émis par la pollution industrielle. Les estimations des concentrations des différents éléments en Tg.an⁻¹ sont résumées dans le Tableau 2.5. On remarque que plus de 86% des émissions de carbone élémentaire et seulement 7% des émissions particulières sont dues aux feux de biomasse. Ces données n'ont pas été réactualisées et ne sont donc pas comparables aux estimations des émissions montrées dans le Tableau 2.1.

Tableau 2.5 : Comparaison des valeurs mondiales estimées des émissions dues au brûlage de la biomasse, et de l'ensemble des émissions toutes sources confondues, brûlage de la biomasse inclus (Andreae 1991).

<i>Composés chimiques</i>	<i>Emissions (Tg élément an⁻¹)</i>		<i>Part du brûlage de la biomasse (%)</i>
	<i>Brûlage de la biomasse</i>	<i>Toutes sources</i>	
Dioxyde de carbone (brut)	3460	8700	40
Dioxyde de carbone (net) ¹	1800	7000	26
Monoxyde de carbone	350	1100	32
Méthane	38	380	10
Hydrocarbures non méthaniques ²	24	100	24
Oxyde nitreux	8,5	40	21
Chlorure de méthyle	0,5	2,3	22
Matière particulaire totale	104	1530	7
Carbone organique particulaire	69	180	39
Carbone élémentaire (suie noire)	19	<22	>86

¹ Les émissions nettes de CO₂ sont égales aux émissions brutes moins la quantité réabsorbée par les plantes en phase de repousse

² Isoprènes et terpènes exclus

Une différence encore plus significative par rapport aux émissions industrielles réside dans la relativement grande fraction de composés organiques dans les émissions de biomasse végétale (*Andreae et Merlet, 2001; Sinha et al., 2003*). Le composant organique majoritaire des panaches de feux de biomasse est attribuable aux sucres déshydratés (*Graham et al., 2002; Mayol-Bracero et al., 2002b; Gao et al., 2003; Decesari et al., 2006*). Le rapport de la concentration en BC sur la concentration de la fraction organique (OC) est indiqué dans le Tableau 2.6 pour différents sites de mesures.

Tableau 2.6 : Rapport de BC/OC pour différents sites de mesures.

	<i>Site de mesures</i>	<i>Rapport BC/OC</i>	<i>Ref</i>
Panache de feux de biomasse	Brésil	0.12 ± 0.03	<i>Ferek et al., 1998</i>
	Côte d'Ivoire	0.14 ± 0.08	<i>Cachier, 1991</i>
Site urbain	Paris	0.33 ± 0.05	Ruellan et Cachier, 2001

Du point de vue de leurs caractéristiques hygroscopiques, l'attribut clef des émissions organiques pyrogéniques est leur relativement haute solubilité. Environ la moitié de la matière organique dans ces aérosols est soluble dans l'eau (*Reid et al., 2005; Decesari et al., 2006*). La fraction inorganique des particules de l'aérosol de biomasse est mineure en terme de masse, mais peut devenir importante avec le vieillissement, en raison du dépôt sur les particules d'espèces comme le sulfate et le nitrate (*Reid et al., 1998*). Des études plus anciennes ont démontré que 30% à 100% des particules sub-microniques créées par des feux de biomasse peuvent agir comme de très bons CCN (*Rogers et al., 1991*). Malgré leur fraction en masse inférieure, la quantité d'espèces inorganiques peut avoir une contribution significative sur le contenu de la partie soluble des aérosols pyrogéniques (*Roberts et al., 2002; Mircea et al., 2005*).

2.2.3 Les aérosols marins

Les particules de sels de mer sont produites par les embruns océaniques. Sous l'action des vagues déferlantes, des gouttelettes d'eau de grosse taille sont projetées dans l'atmosphère (phénomène de bubbling) (*Blanchard et Woodcock, 1957, Schulz et al., 2004*). Après évaporation de l'eau de mer, les sels marins solides sont mis en suspension dans l'atmosphère et constituent des particules d'aérosol. L'efficacité de production des particules par ce mécanisme dépend beaucoup de la vitesse du vent (*Lewis et Schwartz, 2004*). Par exemple, la production de particules au sommet des vagues ne se produit qu'à partir d'une vitesse de vent supérieure à 9 m.s^{-1} . Pour un régime de vents modérés, la concentration des particules de sel de mer est en général 10 cm^{-3} ou moins, alors que lors de vents forts ($>10 \text{ m.s}^{-1}$) leur concentration peut augmenter jusqu'à 50 cm^{-3} , ou plus (*O'Dowd et al., 1997; Shinozuka et al., 2004*). Dans les régions océaniques, où la vitesse du vent est élevée et où les autres sources d'aérosols sont faibles, les aérosols marins peuvent être le facteur source dominant des CCN (*O'Dowd et Smith, 1993; Murphy et al., 1998a; Quinn et al., 1998; Gong et al., 2002; Shinozuka et al., 2004*). Au niveau global, ce type d'aérosol domine largement en masse et est très souvent à l'origine de la formation des pluies sur les océans.

L'estimation du flux total des sels de mer, de l'océan vers l'atmosphère, varie énormément 3300 Tg.an^{-1} (*Houghton et al., 2001*), 6500 Tg.an^{-1} (*Grini et al., 2002*), ou 5900 Tg.an^{-1} (*Tegen et al., 1997*). Une grande part de ces différences peut être attribuée au choix de la limite haute du diamètre de coupure. Si on élargit la gamme de diamètres observée, les particules du mode grossier, dont le temps de vie est très limité, sont incluses dans l'estimation. La plus récente (*Schulz et al., 2004*) est de 2690 Tg.a^{-1} dans le mode centré à $2 \mu\text{m}$ de diamètre, et 17100 Tg.an^{-1} dans le mode centré à $11 \mu\text{m}$.

Lors de son transport, les masses d'air marine rencontrent des masses d'air « polluées », ce qui modifient les propriétés physiques et chimiques des sels de mer pour former une entité appelée « aérosol marin ».

2.2.3.1. Distribution en taille des aérosols marins

La gamme de diamètres des sels marins est relativement large ($0.05\text{-}10\mu\text{m}$). Leur masse réside essentiellement dans la gamme super-micronique, tandis que, le plus grand nombre d'aérosols marins se trouve dans la gamme de diamètres inférieurs à $1\mu\text{m}$. Le mode principal est centré à $0.5\mu\text{m}$ et un nombre non négligeable d'aérosols marins est présent à $0.1\mu\text{m}$ (Campuzano-Jost *et al.*, 2003). Les études en laboratoire de la production des aérosols marins, par Mårtensson *et al.* (2003), indiquent que le mode le plus fin se situerait un peu en dessous de $0.1\mu\text{m}$ ($\sim 0.05\text{-}0.08\mu\text{m}$). De très petites particules de sel de mer ($0.02\text{-}0.03\mu\text{m}$) sont aussi produites par les vagues qui viennent se briser sur la côte (Clarke *et al.*, 2003).

2.2.3.2. Composition chimique et solubilité des aérosols marins

La composition chimique des sels de mers non-modifiés est proche de celle de la matière dissoute dans l'eau de mer (chlorure de sodium, nitrate, sulfate ...). Bardouki *et al.* (2003) montrent que le sulfate (SO_4^{2-}) et l'ammonium (NH_4^+) sont les principaux composants ioniques de la fraction submicronique de l'aérosol marin. Dans la fraction grossière, la partie ionique représente 58% de la masse totale, les poussières désertiques 32%, et la partie indéterminée 12 à 30% qui peut être en partie attribuée à l'eau. Les ions nitrate (NO_3^-), chlorure (Cl^-), sodium (Na^+) et calcium (Ca^+) sont dominants dans le mode super-micronique. Une revue par Heintzenberg *et al.* (2000) montre que la pollution anthropique est omniprésente sur les océans de l'hémisphère nord en raison du transport à grande échelle de la pollution continentale. De nombreuses études ont prouvé la présence de composés organiques et inorganiques, insolubles (débris biologiques, microbes, etc.) et solubles (Novakov *et al.*, 1997; Middlebrook *et al.*, 1998; Murphy *et al.*, 1998b ; Cavalli *et al.*, 2004; O'Dowd *et al.*, 2004). Leur contribution est fortement influencée par le poids respectif des émissions biogéniques et anthropiques. La spécification des espèces organiques n'est pas entièrement résolue mais il y a clairement présence de carbone insoluble et soluble.

Quelques observations sur les particules sèches suggèrent que des composés organiques (acides gras biogéniques) sont présents sous forme de couches à la surface des cristaux de sel (Tervahattu *et al.*, 2002b). Ces composés organiques solubles et insolubles se trouvent aussi bien dans le mode grossier que dans le mode fin (McInnes *et al.*, 1997; Matthias-Maser *et al.*, 1999; Guazzotti *et al.*, 2001; Mayol-Bracero *et al.*, 2001; Cavalli *et al.*, 2004). Et, dans les régions biologiquement actives, la fraction des composants organiques peut approcher 90 % dans le mode centré à 100nm (Cavalli *et al.*, 2004). Dans le cas d'une pellicule de surface, les composants organiques ou inorganiques pourraient empêcher ou au contraire augmenter l'assimilation de l'eau par les particules de sel de mer grâce aux processus de collision-coalescence (Medina et Nenes, 2004 ; Saxena et Hildemann, 1996). Cela peut avoir un impact considérable car les espèces organiques solubles pourraient changer les propriétés CCN et IN des particules de sel de mer (Facchini *et al.*, 2000; Charlson *et al.*, 2001; Feingold *et al.*, 2002).

Il existe quelques observations prouvant l'existence de particules de sel de mer fines ou ultra-fines, mais leur nombre et leur rôle direct ou indirect en tant que CCN restent flous. Ces très fines particules de sel de mer peuvent être importantes dans le bilan de CNN marins, même si leur diamètre se trouve en dessous du diamètre critique d'activation, à faibles sursaturations,

des gouttelettes dans les stratus marins. Ces fines particules peuvent être utilisées comme noyaux pour la croissance des particules de sulfate (à partir de l'oxydation du DMS) dans un mode d'accumulation (*Charlson et al., 1987*). En effet, la production de particules de sulfate par nucléation homogène est très rare dans une atmosphère marine propre (*Pirjola et al., 2000*). D'autre part, les particules de sel de mer les plus grosses peuvent constituer un puit pour les molécules gazeuses de H_2SO_4 , ce qui diminue la quantité de sulfate disponible pour la formation de particules dans le mode d'accumulation (*Gong et Barrie, 2003*). Des études supplémentaires sur la distribution en taille, la composition chimique et le taux de production des aérosols marins submicroniques seront nécessaires pour résoudre ces questions.

2.3. INTERACTIONS AEROSOL ET PRECIPITATION

2.3.1 L'impact de l'aérosol sur la microphysique nuageuse

Les trois types d'aérosols présents en Afrique de l'ouest ont des propriétés physiques et chimiques très variées. Leurs effets sur la microphysique nuageuse sont aussi différents.

2.3.1.1. Impact des poussières désertiques

Pour étudier l'impact des poussières sur les nuages, l'information la plus importante est la distribution en nombre et la concentration des particules qui agissent comme des IN, des CCN géants (GCCN), et des CCN. *DeMott et al. (2003)* ont montré que les particules désertiques constituent des noyaux de glace (IN) très efficaces. Une concentration élevée du nombre de particules de glace au sommet du nuage augmente la réflectivité de celui-ci. Les CCN géants sont des CCN dont le diamètre est supérieur à 5 μm . Ces particules peuvent initier des processus de collision et de coalescence d'une façon très efficace et produire ainsi des embryons de précipitation. En raison de leur concentration très faible et de leur grande taille, peu d'instruments sont capables de les mesurer avec précision. *Levin et al. (2005)* ont montré que les poussières désertiques en tant que GCCN dans un nuage augmentent et accélèrent le processus de formation des précipitations. En incorporant dans le même modèle les effets des GCCN et des IN à concentrations élevées, l'impact des GCCN serait plus important que celui des IN, le flux de précipitation du nuage serait plus important et se déclencherait plus tôt que dans le cas d'un nuage sans GCCN et sans IN. Les poussières désertiques peuvent agir comme CCN, lorsqu'elles contiennent des matières solubles au moment de l'émission ou lorsqu'elles sont enveloppées d'une pellicule de sulfate, nitrate ou autres sels solubles. Comme discuté dans le paragraphe 2.2.1, les aérosols désertiques incorporés dans des gouttelettes peuvent être rejetés dans l'atmosphère par évaporation de cette gouttelette et ainsi s'envelopper d'une pellicule hydrophile (*Levin et al., 1996; Yin et al., 2002; Trochkine et al., 2003*).

2.3.1.2. Impact des aérosols de feux de biomasse

Les particules d'aérosol générées par des feux de biomasse dans les tropiques peuvent affecter le rayonnement atmosphérique et donc le climat, directement en réfléchissant la lumière solaire vers l'espace (*Crutzen et Andreae, 1990; Setzer et Pereira, 1991; Artaxo et al., 1994; Hao et Liu, 1994; Kaufman and Gao, 1992; Hansen et al., 1997*). Une étude a montré que cet effet était relativement faible (*Hobbs et al., 1997*). Mais les aérosols de biomasse végétale peuvent aussi modifier le climat par effet indirect en modifiant la microphysique et la

réflectivité des nuages. Les particules de feux modifiées dans la basse troposphère constituent de très bons CCN et augmentent la concentration des gouttelettes nuageuses (*Warner et Twomey, 1967 ; Hobbs et Radke, 1969 ; Hudson et al., 1991 ; Kaufman et Nakajima, 1993*). A titre d'exemple, lors des feux de San-Diego en décembre 2007, la concentration totale des aérosols atteignait 60000 part.cm⁻³ et le rapport de CCN/CN était de 0.67 (Roberts G. communication personnelle).

Récemment, *Andreae et al. (2004)* ont analysé des observations sol et aéroportées de développement de nuages et de précipitations dans la région amazonienne. Ces observations sont divisées en quatre types de nuages dont les « Nuages fumés » et les « Pyro-nuages ». Les « Nuages fumés » sont caractérisés par une concentration élevée de CCN due aux panaches à l'échelle régionale des feux de biomasse. Les concentrations fortes en CCN entraînent une élévation de la concentration en gouttelettes nuageuses, favorisant la production de gouttelettes de petite taille, donc réduisant l'efficacité du processus de collection. Les « Pyro-nuages » sont des nuages se nourrissant directement des fumées et de la chaleur émanant des feux de biomasse. Les fortes concentrations de CCN dans les fumées produisent une concentration importante de petites gouttelettes (*Fromm et al. 2006*). De plus, les particules de cendres les plus grosses peuvent produire des GCCN et donc de grosses gouttelettes. *Hindmann et al. (1977)* concluent que les GCCN, se trouvant dans les panaches de fumées, ne peuvent pas expliquer seuls l'augmentation des précipitations, et qu'il s'agit plutôt d'une interaction entre la chaleur dégagée, la vapeur d'eau et les CCN.

2.3.1.3. Impact de l'aérosol marin

L'effet radiatif de l'aérosol marin a été traité récemment par *Laskin et al. (2003)* et *Mallet et al. (2003)*. Cet effet est bien moins important que les effets indirects que les aérosols marins pourraient entraîner. En effet les aérosols marins peuvent réagir physiquement et/ou chimiquement avec d'autres types d'aérosols et transporter de nombreuses espèces organiques (*Novakov et al., 1997*). Ainsi, les divers aérosols qui rencontrent des masses d'air marines sont chimiquement modifiés et leurs propriétés hygroscopiques augmentent. Cependant, l'impact de l'aérosol marin est limité aux régions océaniques et côtières (*Paerl et al., 2002 ; Knipping et Dabdub, 2003*).

Pierce et Adams (2006) ont fait une évaluation globale, par modélisation, de la formation de CCN à partir d'une émission directe d'aérosol marin. Leur étude souligne la forte sous-estimation (80% au-dessus de l'Antarctique et 60 % au-dessus des océans de l'hémisphère sud) des émissions de particules ultra fines de sel de mer (pouvant agir elles aussi comme CCN) prises en compte dans les modèles de circulation générale. Ces sous-estimations entraînent une méconnaissance des effets des aérosols marins sur les précipitations (quelque soit le diamètre).

2.3.2 Lessivage des aérosols par les précipitations

Une façon pour ces particules d'être éliminées de l'atmosphère est le dépôt sec ou sédimentation, c'est à dire le processus de chute dû à leur poids et leur rencontre avec une surface. Une autre voie d'élimination est le lessivage des particules lors d'événements de précipitation. Lorsqu'une goutte de pluie (de rayon R) précipite, elle peut entrer en collision avec des particules d'aérosol (de rayon r) et les collecter. Lors de sa chute, elle occupe, par

unité de temps, un cylindre de volume égal à $\pi R^2 U_t$, où U_t est sa vitesse de chute. Une première approximation serait de conclure que toutes les particules présentes dans ce volume sont collectées. Cependant, la collision entre une particule de rayon r et une gouttelette de diamètre R intervient lorsque le centre de la particule se trouve dans le cylindre de diamètre $R + r$ (Figure 2.18a). A cela, il faut ajouter la vitesse de chute de la particule. Donc le volume de collision par unité de temps devient $\pi(R+r)^2[U_t(R)-u_t(r)]$. Lorsque la gouttelette précipite, elle perturbe les lignes de courants autour d'elle, et modifie la trajectoire de la particule se trouvant à proximité (Figure 2.18c). La collision dépend donc de la taille de la goutte, de celle de la particule ainsi que de leurs positions respectives.

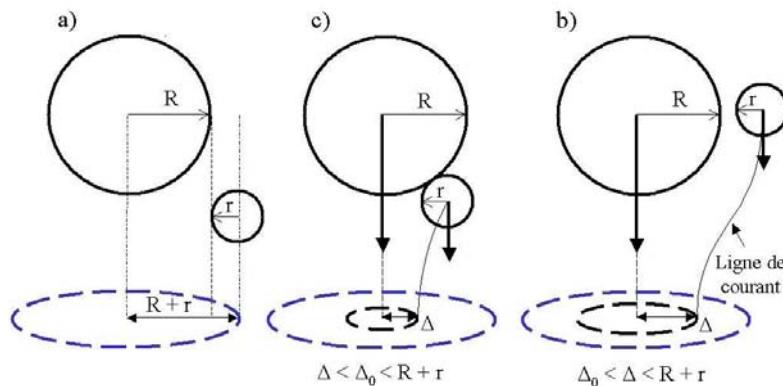


Figure 2.18 a, b, c : Schémas représentant une particule de rayon r dont le centre est dans la section balayée par une goutte de rayon R , par unité de temps. a) Représentation de la section balayée par la goutte collectrice, en bleu. b) La distance Δ entre la goutte et la particule est inférieure à la valeur critique Δ_0 : il y a collision. c) La distance Δ entre la goutte et la particule est supérieure à la valeur critique Δ_0 : la gouttelette suit la ligne de courant sans entrer en collision.

L'analyse précédente ne tient compte que de la taille des particules en négligeant totalement leur masse. Deux effets supplémentaires sont à prendre en compte pour connaître la quantité de particules collectées : les mouvements Browniens et l'inertie des particules. En effet, les particules peuvent être collectées par une gouttelette à cause de leur mouvement Brownien. Ce déplacement aléatoire des particules entraîne certaines d'entre elles en contact avec la goutte, ce qui va augmenter le processus de collection. Ces **mouvements Browniens** diminuent lorsque la taille de la particule augmente, seules les particules dont le rayon est inférieur à $0.1 \mu\text{m}$ seront sensibles à ce mécanisme de dépôt. **L'impaction par inertie** intervient quand une particule n'est pas capable de suivre les lignes de courants, sa trajectoire n'est pas déviée et elle entre en collision avec la goutte. L'impaction par inertie augmente avec la taille des particules et renforce le processus de collection des particules dont le rayon est supérieur à $0.5 \mu\text{m}$. Les particules dont le rayon est compris entre 0.1 et $0.5 \mu\text{m}$ ont donc une efficacité de lessivage relativement faible.

Pour calculer la quantité de particules collectées par une gouttelette, on utilise l'efficacité de collection E . Ce paramètre est par définition égal au rapport du nombre de particules collectées par la goutte sur le nombre total de particules présentes dans le cylindre de collision. L'efficacité de collection a été paramétrée par *Slinn (1983)* en se basant sur des données expérimentales (Figure 2.19). Le coefficient d'efficacité des particules les plus grosses ($r > 10 \mu\text{m}$) et des particules les plus fines ($r < 1\text{nm}$) est proche de un. Les particules dont le coefficient d'efficacité est minimum ($r \sim 0.5 \mu\text{m}$) sont collectées uniquement par collision.

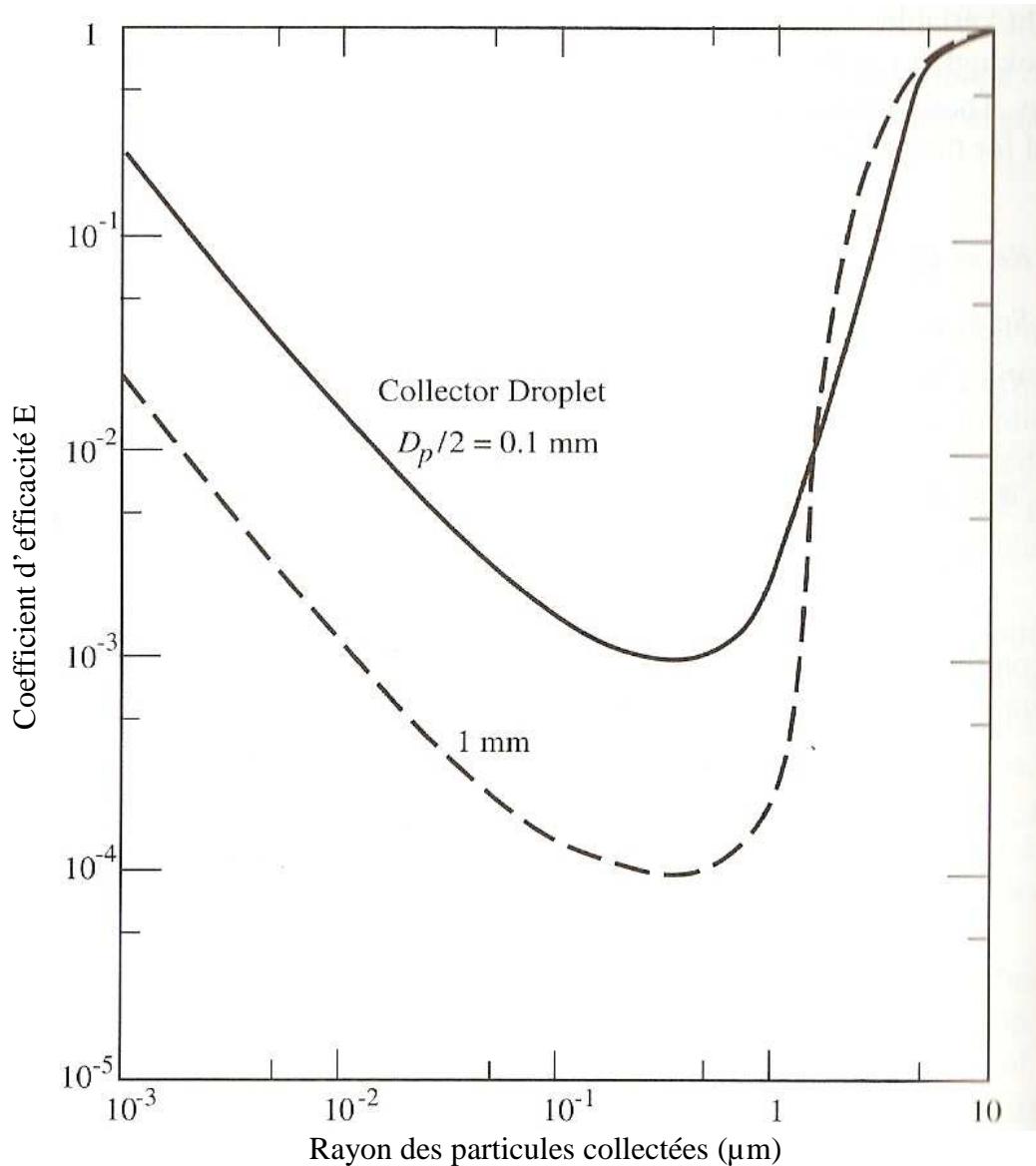


Figure 2.19 : Estimation semi-empirique du coefficient d'efficacité E de deux gouttes ($R=0.1\text{mm}$ et $R=1\text{mm}$) en fonction de la taille des particules collectées. La densité des particules collectées est constante.

2.4. CONCLUSION

Dans ce chapitre, nous avons dressé le bilan des connaissances sur les principales propriétés des trois types majeurs d'aérosols qui prédominent en Afrique de l'ouest : les poussières désertiques, les aérosols issus de feux de biomasse et les aérosols marins. Leurs caractéristiques sont résumées dans le Tableau 2.7. Suivant la saison et la situation géographique (nord ou sud de la zone AMMA, près des zones sources...), un type d'aérosol prédomine. Lorsque les observations ont lieu plus loin des sources, les résultats des campagnes de mesure montrent une coexistence de tous les types d'aérosols. Ce mélange des différents types d'aérosol impose d'améliorer notre connaissance des processus de formation et de vieillissement des aérosols. Une caractéristique commune à tous ces aérosols est la possibilité de voir se former au cours de leur transport atmosphérique une pellicule de surface constituée d'une espèce plus hygroscopique pouvant modifier leurs propriétés optiques et hygroscopiques. Cependant les observations seules ne permettent qu'un diagnostique ponctuel et sont donc insuffisantes pour comprendre les processus mis en jeu et l'impact global des aérosols. Pour cela il est nécessaire de coupler des observations à des exercices de simulation. En effet, la modélisation offre un moyen de retracer l'historique des différentes masses d'air, de simuler le devenir de la particule jusqu'à l'état dans lequel on l'observe et de déterminer les environnements que la particule a pu rencontrer durant son transport.

Tableau 2.7 : Tableau récapitulatif des différentes caractéristiques physiques ou chimiques des trois types majeurs d'aérosols en Afrique. Sources : inventaire des émissions AEROCOM (flux), Alfaro et Gomes (2001) Tegen et al. (2002) et Tegen et al. (2004) (poussières désertiques), Haywood et al. (2003b) (aérosols de feux de biomasse) Schulz et al. (2004) (aérosols marins).

	<i>Poussières désertiques</i>			<i>Aérosols de biomasse végétale</i>		<i>Sels de mer</i>	
<i>Mécanisme de Formation</i>	Production mécanique (arrachement des poussières par le vent)			Feux de biomasse		Production mécanique (bubbling)	
<i>Composition</i>	Quartz, alumino-silicate, carbonate, ...			Carbone élémentaire (EC), Sulfate, Nitrate, Ammonium		NaCl, Sulfate, Nitrate, Ammonium, Calcium, Potassium	
<i>Capacités hygroscopiques</i>	Faible			Moyenne		Forte	
<i>Diamètre médian des modes de particules en nombre (μm)</i>	0.3	1.7	4.3	0.25	10	0.4	4.4
	Dépend de la vitesse de friction					Dépend de la vitesse de friction	
<i>Déviation standard</i>	1.7	1.6	1.5	1.8	2.0	1.6	2.0
<i>Flux total en nombre</i>	$4.1.10^{25}$	$9.6.10^{25}$		$1.5.10^{28}$		7.4×10^{26}	$4.6.10^{26}$
<i>Temps de séjour atmosphérique</i>	Journée à la semaine	Quelques minutes à quelques jours		Journée à la semaine	Quelques minutes à quelques jours	Journée à la semaine	Quelques minutes à quelques jours

CHAPITRE 3. METHODOLOGIE ET STRATEGIE

CHAPITRE 3. Méthodologie et Stratégie	51
3.1. Instrumentation	52
3.1.1 Instruments embarqués sur le fuselage ou sous les ailes	52
3.1.2 La veine communautaire	53
3.1.3 Baies instrumentées.....	60
3.2. Conception et réalisation du montage instrumental	69
3.2.1 La conception	69
3.2.2 La réalisation	71
3.3. Stratégie d'échantillonnage	73
3.4. Etude des systèmes convectifs de méso-échelle.....	78
3.5. Conclusions	82

En fonction de la saison, les aérosols sont un mélange de poussières minérales, d'aérosols de feux de biomasse et d'aérosols marins. Ces différents types d'aérosols peuvent être caractérisés par quatre propriétés majeures qui sont : **la distribution dimensionnelle** (submicrométrique pour les aérosols de feux de biomasse à supermicrométrique pour les poussières désertiques), **la composition chimique** (mélange interne/externe, pellicule de surface), **les propriétés hygroscopiques** (particules plus ou moins hydrophiles en fonction de leurs caractéristiques physiques et chimiques), **les propriétés optiques** (particules plus ou moins diffusantes/absorbantes).

Les résultats d'INDOEX (sur le continent asiatique, *Lelieveld et al., 2001*) ont montré l'importance des différences régionales pour la composition de ces mélanges. Les variations spatiales et temporelles de la distribution des particules dans l'atmosphère doivent donc être prises en compte. Comme des mesures au sol intensives ne peuvent être conduites sur une très grande surface et que les mesures par satellites, ne pouvant pas directement mesurer toutes ces grandeurs, font appel à des hypothèses afin de les restituer, les observations aéroportées doivent être utilisées de façon intensive pour documenter les aspects évolutifs à diverses échelles des précipitations, de la cinématique, de la thermodynamique, de la chimie et du rayonnement.

La présence de cinq avions (Géophysica M55, F-F20, D-F20, BAE 146 et ATR-42) dont les caractéristiques de vol (altitude de vol, vitesse de vol, conditions météorologiques de vol...) sont très différentes, a permis d'explorer l'atmosphère de la couche limite de surface aux premières couches de la stratosphère. **L'ATR-42**, avion bi-turbo propulseurs de l'unité SAFIRE (Service des Avions Français Instrumentés pour la Recherche en Environnement) du CNRS / Météo-France, permet les mesures d'aérosol dans la moyenne troposphère et ainsi peut évaluer l'impact des aérosols sur la formation des nuages.

Dans ce chapitre, nous indiquerons tout d'abord, les difficultés des mesures en avion et plus principalement les problèmes d'échantillonnage de l'aérosol par des veines de prélèvement. Par la suite, nous décrirons la veine communautaire (Météo-France) ainsi que l'instrumentation installée en aval de la veine communautaire durant la campagne AMMA. Dans un deuxième temps, nous présenterons le montage instrumental de la conception à la réalisation. Pour finir la stratégie d'échantillonnage ainsi que les données utilisées dans la suite de cette étude seront présentées.

3.1. INSTRUMENTATION

3.1.1 Instruments embarqués sur le fuselage ou sous les ailes

Sur le fuselage ou sous les ailes de l'avion, nous disposions d'une large gamme d'instruments. On trouve notamment parmi ces instruments les différents granulomètres de type PMS (*Particle Measuring Systems*) :

- Le **FSSP-100** est un granulomètre qui dimensionne sur 16 classes de diamètre les gouttelettes entre 2 et 47 µm. Il est composé d'un faisceau laser perpendiculaire au flux de gouttelettes et d'un jeu de deux photodiodes. Le flux de gouttelettes traverse le faisceau laser et la lumière diffusée vers l'avant par chaque gouttelette est analysée par les photodiodes. Le principe repose donc sur la mesure, intégrée entre 3° et 12°, de la diffusion avant de la lumière par une goutte. La courbe d'étalonnage établit une relation entre l'intensité de la

lumière diffusée et le diamètre de la gouttelette. Elle est déterminée par la théorie de Mie dans l'hypothèse d'une gouttelette d'eau sphérique.

– Le PCASP-100X fait aussi partie de la classe des compteurs optiques de particules qui déterminent la dimension d'une particule en mesurant l'intensité lumineuse qu'elle diffuse lorsqu'elle est éclairée par une source lumineuse. Le PCASP est composé d'un faisceau laser et d'un système optique. Les particules qui traversent le faisceau laser diffusent de la lumière dans toutes les directions. Un jeu de miroir (sphérique et plan) collecte la lumière et la dirige vers un photo-détecteur. La dimension de la particule est déduite de la mesure de l'intensité lumineuse en utilisant la théorie de Mie dans l'hypothèse d'une particule sphérique d'indice de réfraction 1.58. Les aérosols sont répartis en 15 classes de diamètres compris entre 0.12 et 3.12 μm .

Ces instruments optimisés pour une utilisation aéroportée (électronique robuste, temps de réponse rapide compatible avec les vitesses de mesure nécessaires sur avion) ont cependant des limitations liées au principe de mesure. Ils présentent toutefois l'avantage d'être installés à l'extérieur de l'avion où les aérosols ne sont pas modifiés par les rejets de l'avion et où le flux est moins perturbé.

3.1.2 La veine communautaire

Afin de compléter le dispositif instrumental et pour mieux documenter les propriétés physiques des aérosols, il est nécessaire d'utiliser aussi des instruments de laboratoire. Malheureusement, ces instruments ne peuvent pas être placés à l'extérieur car d'une part, ils ne sont pas compatibles avec les conditions extrêmes de température rencontrées en vol et leur vitesse d'échantillonnage n'est pas dans la gamme de vitesses rencontrées en vol. D'autre part, ils ne peuvent mécaniquement pas être installés à l'extérieur. C'est pourquoi l'air extérieur est prélevé et guidé dans la cabine par une veine de prélèvement qui modifie le moins possible, ou d'une façon parfaitement connue, l'air échantillonné.

La veine communautaire d'échantillonnage des aérosols a été développée à partir de 2004 pour utilisation sur l'avion de recherche ATR-42 par l'équipe MNPCA du CNRM. Elle résulte d'un travail d'étude en coopération entre les scientifiques de Météo-France, les ingénieurs de l'UMS SAFIRE et la société toulousaine Comat qui l'a réalisée.

3.1.2.1. Les critères de bon fonctionnement :

Prélèvement isocinétique :

La qualité prioritaire d'une veine de prélèvement aéroportée est d'être isocinétique. La condition d'isocinétisme est remplie quand la vitesse de l'air prélevé par la veine est la même que la vitesse de l'air ambiant non perturbé. La Figure 3.20 montre les trajectoires de deux particules sphériques de tailles différentes au voisinage d'un orifice d'aspiration pour trois configurations d'écoulement : écoulement supercinétique (Figure 3.20a), écoulement isocinétique (Figure 3.20b), écoulement sous-cinétique (Figure 3.20c). La variable R représente le rapport de la vitesse extérieure sur la vitesse dans la veine de prélèvement. Dans le cas d'un prélèvement isocinétique ($R=1$, Figure 3.20b), toutes les particules suivent les lignes de courant qui restent parallèles. L'efficacité de captage est indépendante de la taille des particules. Lorsque $R>1$ (Figure 3.20c), le tube de courant est divergent à l'approche de

l'orifice. Les particules qui possèdent une inertie non négligeable et qui se trouvaient initialement à l'extérieur du tube de courant, traversent la surface limite de ce dernier et finalement se retrouvent captées. Il y a donc dans ce cas un enrichissement des particules de forte inertie. Inversement, lors d'un prélèvement supercinétique (Figure 3.20a), les particules de forte inertie se retrouvent à l'extérieur du tube de courant et ne sont pas captées. Donc un prélèvement non isocinétique conduit à une mesure biaisée, enrichie ou appauvrie en grosses particules.

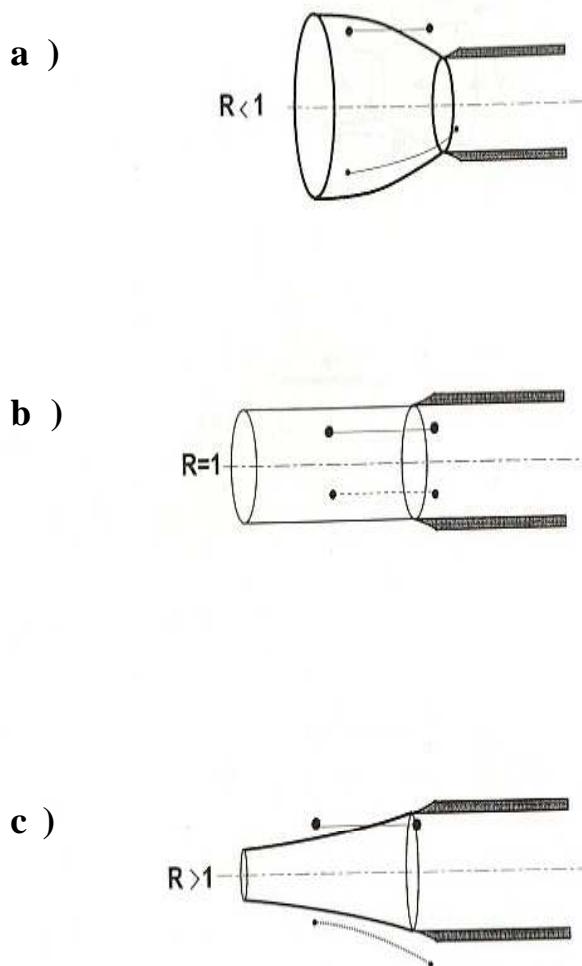


Figure 3.20:Représentation schématique de l'influence du paramètre aédraulique (Renoux et Boulaud, 1998). R est le rapport de la vitesse extérieure sur la vitesse dans la veine de prélèvement. R=1 Représente la condition d'isocinétisme.

De plus, la compression ou l'expansion du flux peut provoquer un réchauffement ou un refroidissement des aérosols (resp. conditions surcinétique et subcinétique). Ceci peut entraîner un changement non négligeable des propriétés physiques et chimiques dans la distribution des aérosols prélevés. En effet, la composition chimique des aérosols peut être modifiée soit par volatilisation soit par modification de la structure des molécules. La taille des aérosols peut aussi varier si les particules condensent de l'eau ou toute autre matière volatile à leur contact. Cette condition d'isocinétisme doit donc être conservée tout au long du système permettant l'acheminement des aérosols vers les instruments.

Prélèvement isoaxial :

Un prélèvement isoaxial signifie que l'axe principal de l'orifice est parallèle aux lignes de courant de l'écoulement moyen. Lors d'un prélèvement anisoaxial, les lignes de courant à proximité de l'orifice sont incurvées du même angle que la veine et le flux d'air extérieur. Les particules de forte inertie ne suivent pas les lignes de courant et ne sont donc pas captées. A ces pertes de captage s'ajoute un autre phénomène de dépôt des particules de forte inertie dans la veine de prélèvement par impaction. Ce phénomène se produit sur la paroi de la veine qui fait face au flux extérieur. Les particules de forte inertie ne peuvent pas suivre les lignes de courant incurvées et finissent leurs trajectoires sur la paroi de la veine. Donc un prélèvement anisoaxial entraîne une sélection selon la taille et/ou la masse volumique des aérosols.

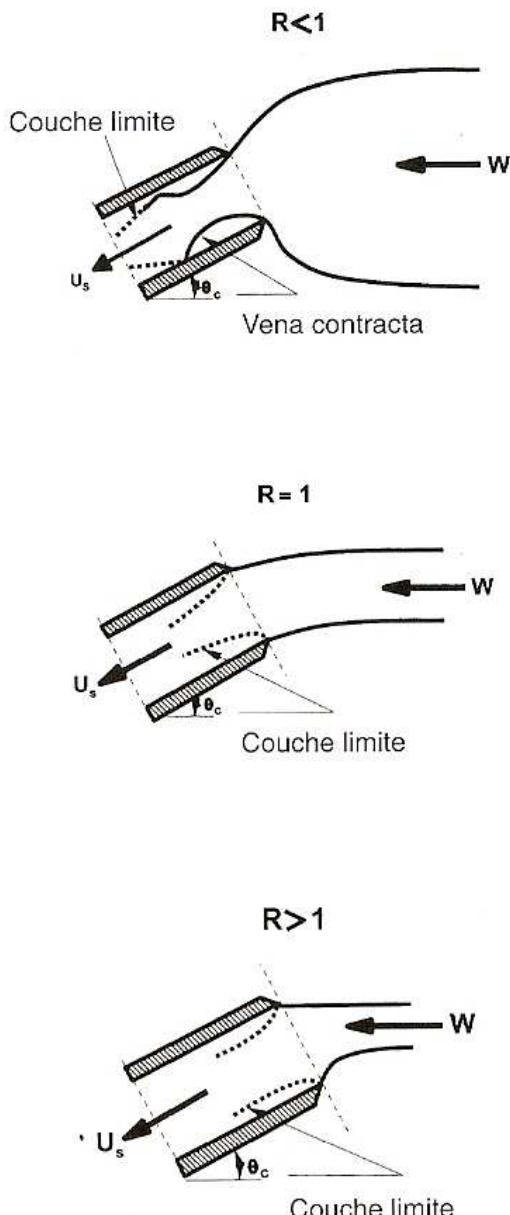


Figure 3.21 : Représentation schématique de l'influence de la condition d'isokinétisme et de la condition anisoaxialité (Renoux et Boulaud, 1998).

Minimisation des turbulences :

La couche limite de surface, en mécanique des fluides, est la zone d'interface entre un corps (la veine) et le fluide environnant (l'air échantillonné). Lorsqu'un fluide réel s'écoule le long d'une paroi supposée fixe, les vitesses sur la paroi sont nulles, et loin de l'obstacle elles sont égales à la vitesse de l'écoulement non perturbé. Dans cette couche limite de surface, la turbulence est donc très importante. Des études aérodynamiques ont montré que la couche limite est minimum quand les bords d'attaque de l'objet inséré dans le fluide sont biseautés et tranchants. Ce résultat n'est vrai que lorsque le fluide s'écoule de façon parfaitement parallèle au bord d'attaque. Mais une légère déviation des lignes de courant du fluide, qui ne peut être totalement évitée, entraîne une augmentation très importante de la turbulence. Ainsi, afin de minimiser la sensibilité de la veine à l'angle d'attaque et réduire la turbulence à l'entrée de celle-ci, on adopte plutôt pour les lèvres de l'orifice un profil en double ellipse.

Minimisation des pertes :

Dans la veine de prélèvement et dans les conduits jusqu'aux instruments, les risques de pertes d'aérosol sur les parois sont nombreux. Ce phénomène peut avoir lieu par sédimentation, par diffusion brownienne ou turbulente, par impact inertiel dans les coudes du système ou encore par dépôt électrostatique. Une grande partie des aérosols ultra-fins (Diamètre < 20nm) est perdue par diffusion, tandis que les aérosols les plus gros (Diamètre > 1µm) se déposent par sédimentation et/ou par impaction (inertielle). Afin de minimiser ces effets, les rayons de courbures de la veine et de toutes les connexions avant les instruments sont réduits et l'intérieur des conduits est lisse pour limiter la turbulence. Le dépôt électrostatique, quant à lui, touche les aérosols de tous diamètres. Cependant, il est variable d'un échantillon à l'autre en fonction de la charge que l'échantillon a acquis suivant l'âge de la masse d'air. De plus, afin de limiter ces pertes d'aérosols, tous les éléments du montage instrumental sont en acier pour assurer une conductivité électrique maximale et les conduits souples sont tous conducteurs. Enfin, la vitesse du flux d'aérosol échantillonné est maintenue constante et supérieure à la vitesse limite de sédimentation des aérosols.

3.1.2.2. Description de la veine :

Description externe :

La tête de la veine communautaire s'inspire de la veine SDI (Solid Diffuser Inlet) développée par la NASA (Clarke, communication personnelle). A l'extérieur elle est composée de trois parties distinctes (voir Figure 3.22 et Figure 3.23):

- Le diffuseur conique a pour rôle de ralentir la vitesse de l'air échantillonné. La première partie du diffuseur est un cylindre de 5,13 mm de diamètre à lèvre elliptique (repère 3 sur la Figure 3.22) et il est équipé d'une prise de pression statique. Il est suivi d'un cône divergent suivant un demi-angle d'ouverture de 3,5° sur 220 mm de long (repère 2 sur la Figure 3.22) et se termine par un cylindre de 29,7 mm de diamètre intérieur (repère 4 sur la Figure 3.22). En condition de mesure, l'air prélevé à 100 m.s⁻¹ est ralenti à environ 3 m.s⁻¹ en minimisant la turbulence.

- Le manchon, vissé sur le diffuseur, a pour but de forcer l'alignement des lignes de courant suivant l'axe de prélèvement (Longueur : 169 mm, diamètre ext. maximum : 44 mm). Le manchon est équipé de 4 trous à 90° pour des mesures de pression différentielle. Un désalignement de la veine de prélèvement, par rapport aux lignes de courant, déséquilibre les pressions différentielles. Ces mesures donnent ainsi une indication de la qualité de

l'alignement qui peut être corrigé en déplaçant le bras de la veine qui est mobile (voir plus bas).

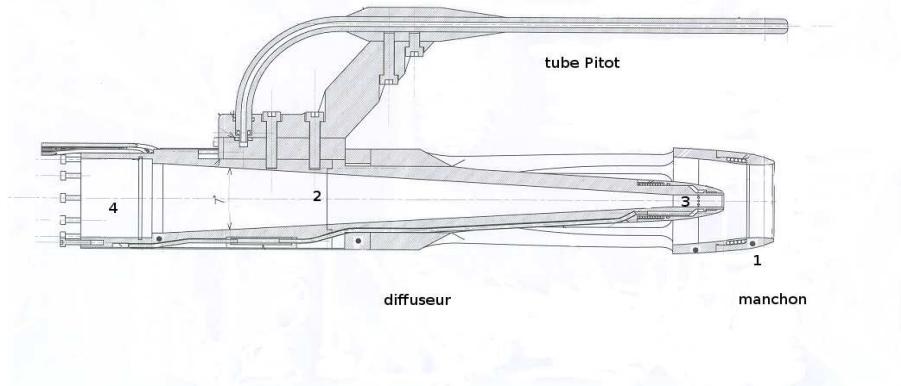


Figure 3.22 : Coupe de la tête de veine (dessin technique de la COMAT, Luc Dato).

- Le tube de 29.7 mm de diamètre intérieur (33.7 mm à l'extérieur) prolonge le diffuseur et amène l'air échantillonné à l'intérieur de l'avion en pénétrant par un hublot modifié avec un angle de 55° par rapport à l'axe de fuselage. A noter que cet angle est différent de l'angle optimum de 45° parce qu'il est contraint par les dégagements nécessaires sur le hublot à l'intérieur de l'avion. Le rayon de courbure est de 600 mm et la longueur est d'environ 850 mm. La jonction de ce conduit avec le hublot est réalisée à l'aide d'une rotule qui permet une mobilité du bras pour les corrections d'alignement. Un joint souple en néoprène assure la protection du mécanisme.

- Un tube de Pitot, parallèle à l'axe de la veine, fournit une prise de pression statique dans une zone non perturbée par la veine. La comparaison de la pression statique interne (mesurée à l'intérieur du diffuseur) avec cette pression statique externe permet de contrôler l'isocinétisme.

Une simulation Fluent a permis d'ajuster les dimensions de chaque partie de la veine ainsi que les positions de tous les orifices dédiés à la mesure des pressions.

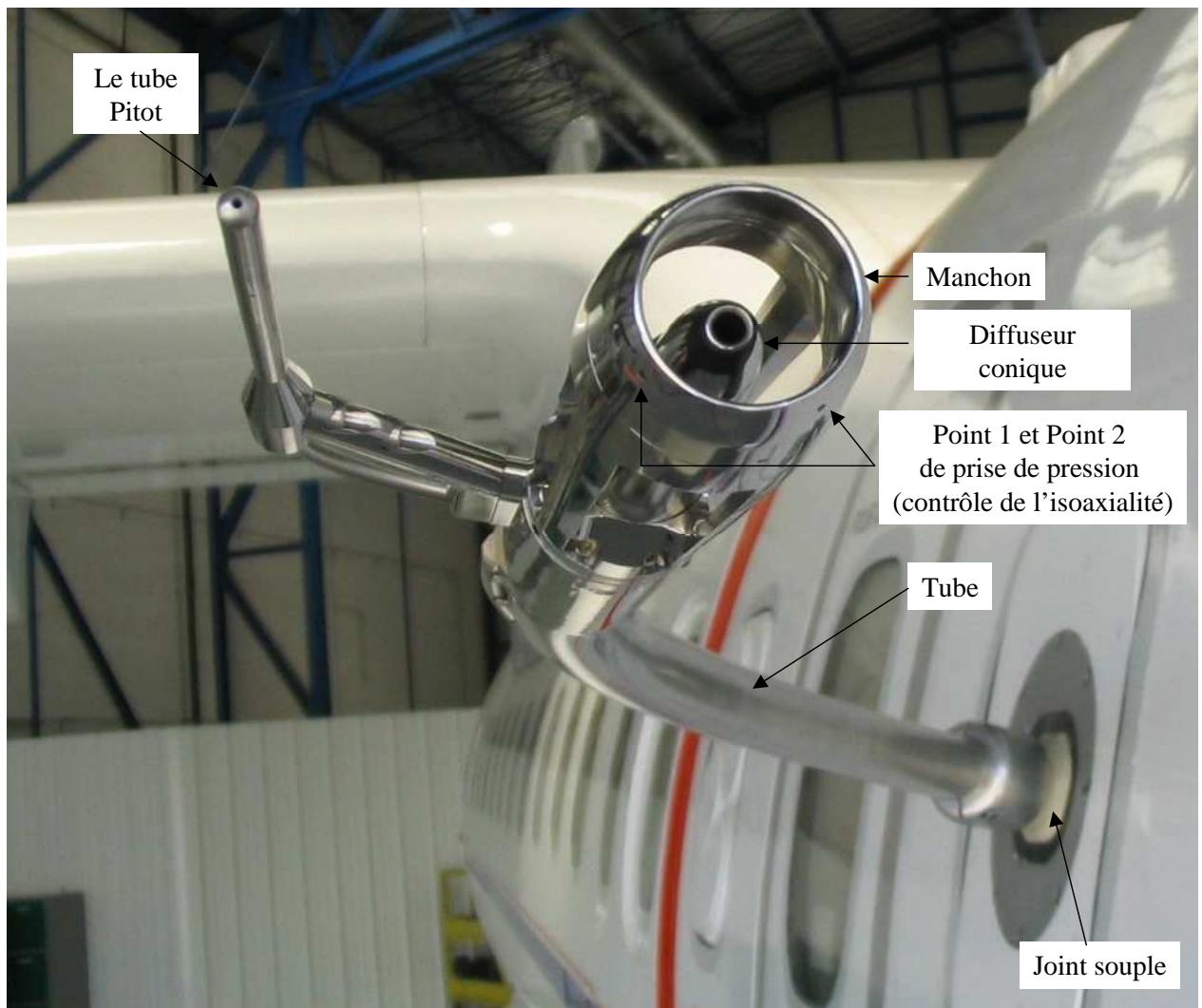


Figure 3.23 : Photo de la veine communautaire vue de face placée sur l'ATR-42.

Description interne :

A l'intérieur de la cabine, la veine est équipée de deux vérins de précision qui vont assurer sa mobilité, des prises électriques qui permettent d'alimenter le réchauffage antigivrage et des terminaisons du réseau de mesure de pression (voir Figure 3.24). Lorsque la veine n'est pas alignée dans l'axe des lignes de courant, la condition d'isoaxialité n'est plus respectée. La mesure des pressions différentielles sur le manchon, permet de détecter ces défauts d'alignement qui sont alors corrigés à l'aide des vérins. De cette façon, l'opérateur peut visualiser et contrôler en temps réel l'alignement de la veine et les pertes des grosses particules sont limitées.

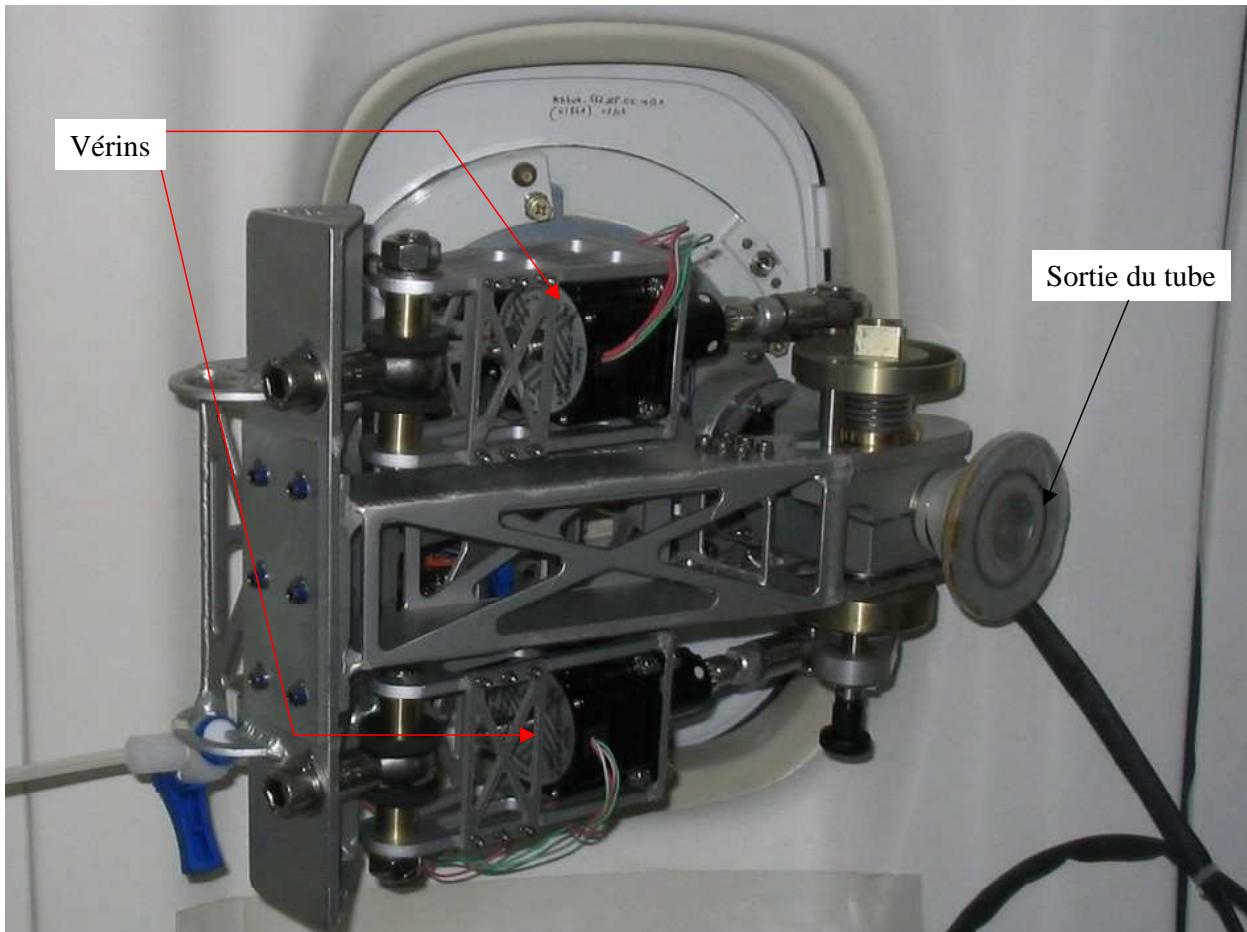


Figure 3.24 : Partie de la veine communautaire à l'intérieur de la cabine de l'ATR-42.

3.1.2.3. Distribution vers les instruments

Le débit total disponible à l'entrée de la veine est compris entre 120 et 130 L.min⁻¹ selon la vitesse de l'avion. À sa vitesse de croisière (100 m.s⁻¹), on dispose de 96 L.min⁻¹ à répartir entre les instruments. L'excédent d'air sert à ajuster l'isocinétisme grâce à une pompe annexe. Ainsi, la gestion de l'isocinétisme est indépendante de celle de la régulation des débits dans les voies instrumentales.

Le flux principal traverse un premier diviseur qui le partage, de façon isocinétique, en quatre branches (notées 1, 2, 3, 4 sur la Figure 3.28) dont le débit est limité à 24 L.min⁻¹. Trois de ces branches sont réservées pour alimenter les appareils du dispositif instrumental ayant un débit important (1, 2, 3). La dernière branche est divisée en quatre nouvelles branches (notées 4.1, 4.2, 4.3, 4.4 sur la Figure 3.28). Chacune de ces quatre nouvelles branches est ensuite divisée en plusieurs voies (notées V1, V2, V3... sur la Figure 3.28). Le diamètre de chaque branche ou voie est calculé de sorte, qu'en fonction du débit souhaité et du nombre de voies et/ou divisions la vitesse d'écoulement soit de l'ordre de 3m.s⁻¹, pour conserver la condition d'isocinétisme. Ainsi, on définira une série de voies de débits différents mais de même vitesse pour les flux acheminés. La plate-forme instrumentale est donc modulable en fonction des instruments.

3.1.3 Baies instrumentées

3.1.3.1. Caractérisation chimique

Durant la campagne AMMA, la composition chimique de l'aérosol a pu être déterminée par deux types d'analyse différents, une analyse totale des particules et une analyse individuelle. L'analyse totale fournit une information sur la composition globale de l'échantillon. L'interprétation des résultats des analyses de composition totale se base sur l'hypothèse simplificatrice, soit d'un mélange interne, c'est à dire que toutes les particules contiennent des mélanges identiques de toutes les espèces chimiques présentes, soit d'un mélange externe, dans lequel chaque particule ne contient qu'une seule espèce chimique. Or la phase particulaire de l'aérosol atmosphérique est très hétérogène et constituée à la fois de mélanges internes et externes des composés (Harrison et Grieken, 1998). C'est pourquoi l'analyse individuelle des particules est d'un grand intérêt pour décrire plus finement la nature de l'échantillon (Jambors et al., 1995). La mesure de carbone suie est déterminée par analyse in situ.

Composition chimique totale :

L'air échantillonné est prélevé sur filtre pour une analyse postérieure en laboratoire afin de déterminer la concentration des composés ioniques, inorganiques et organiques. La principale difficulté des mesures aéroportées sur filtre est le temps de prélèvement. En effet, le temps de prélèvement doit répondre à deux conditions. Il doit être suffisamment long pour collecter assez de matière sur les filtres pour atteindre le seuil de détection analytique. Cependant, l'interprétation des résultats de l'analyse est possible uniquement si la zone échantillonnée par l'avion est suffisamment restreinte. Donc, le temps de prélèvement est limité en fonction de la vitesse et de la trajectoire de l'avion dans une zone ou une couche spécifique. Le temps de prélèvement adopté durant toute la campagne AMMA était d'environ une heure, ce qui correspond à la durée d'échantillonnage soit de la couche d'air saharienne ou de la couche limite. Les aérosols ont été prélevés à humidité relative ambiante. Deux porte-filtres sont installés, le premier dédié à l'analyse des composés inorganiques, le second à celle des composés organiques.

Les composés inorganiques :

Les filtres utilisés pour analyser les composés inorganiques sont des filtres PALL dont le diamètre de coupure est de $0.5\mu\text{m}$. Chacun de ces filtres est numéroté en fonction du vol et de l'heure à laquelle il a été échantillonné. Après échantillonnage et avant analyse, ces filtres sont stockés dans un emballage individuel hermétique au réfrigérateur. Une chromatographie ionique est ensuite effectuée sur chaque filtre. Le principe de fonctionnement de la chromatographie ionique est fondé sur les propriétés des résines échangeuses d'ions qui permettent une fixation sélective des anions ou des cations présents dans une solution. Sur la résine échangeuse d'ions, conditionnée sous forme d'une colonne chromatographique, circule en permanence un éluant. On injecte une très faible quantité de la solution à analyser (50 à 100 ml) et les ions sont fixés sélectivement sur la colonne chromatographique. L'éluant circulant en permanence dans la colonne, les ions sont ensuite progressivement 'décrochés' en fonction de leur taille, leur charge et leur degré d'hydratation. Chaque espèce ionique est ainsi séparée et détectée par conductimétrie à la sortie de la colonne. La concentration de l'espèce ionique dans la solution est directement proportionnelle à la conductivité. On utilise des colonnes différentes pour analyser les anions et les cations. L'analyse effectuée sur les filtres échantillonnés durant AMMA mesure la concentration des composés ioniques majeurs : *le*

chlorure, le nitrate, le sulfate, le sodium, l'ammonium, le potassium, le magnésium, le calcium, l'acide acétique, l'acide propionique, l'acide formique et l'acide oxalique.

Les composés organiques :

Deux types de filtres sont utilisés pour déterminer les composés organiques : des filtres en Téflon dont le diamètre de coupure est de $0,15\text{ }\mu\text{m}$ et qui d'un point de vue chimique ne créent pas d'artefact pendant le prélèvement ni pendant l'analyse, et des filtres en fibre de verre, dont le diamètre de coupure est de $0,3\text{ }\mu\text{m}$ et qui sont très sensibles à la présence d'ozone, ce qui entraîne une oxydation à la surface des fibres catalysant des réactions chimiques. En revanche, ce type de filtres est très reproductible en épaisseur et structure, contrairement aux filtres en téflon. Ces deux types de filtres sont donc complémentaires après l'analyse. De ce fait, le prélèvement des aérosols, dans chaque couche atmosphérique traversée (couche limite et SAL), s'effectue sur les deux types de filtre (en téflon et à fibre de verre). Les analyses par chromatographie gazeuse (HP Agilent série 6890) couplée à un spectromètre de masse (Agilent série 5973) permettent de déterminer les concentrations des composés suivants : les alcènes (*dodecène, decène, octadécène,...*) les aromatiques (*acide benzoïque, dibutyl phthalate, diethyl phthalate,...*), les esters (*hexadecenoate,...*), les alcanes (*cyclodododecane, Octadecane,...*), l'acide propanoïque, les cétones (*cyclononanone, pentanone diphenyl,...*).

Mesure du Carbone suie :

L'aethalomètre (A-1 MONO, *Magee Scientific Company, California, USA*) permet la mesure indirecte et immédiate (fréquence de 1Hz) de carbone suie (BC). Pour cela, cet instrument contient un filtre (PALL) sur lequel les aérosols sont collectés en continu. Un détecteur mesure l'intensité lumineuse transmise à travers ce filtre par un système optique dont la longueur d'onde est de 880 nm. Ce système permet la mesure de l'évolution temporelle de la transmission optique des aérosols collectés. Afin de vérifier la stabilité de la source optique, la même mesure est effectuée sur une portion « propre » du filtre de façon à déduire une intensité transmise de référence. Un débitmètre interne permet la mesure du flux d'air traversant le filtre.

La mesure de ces trois variables (l'intensité transmise, l'intensité transmise de référence et le débit) est convertie en concentration de matière optiquement-absorbante dans la colonne d'air échantillonnée par les équations suivantes :

$$ATN = -100 \times \ln \left(\frac{(T_{Lampon} - T_{Lampoff})}{(T_{Lampon}^{Réf} - T_{Lampoff}^{Réf})} \right)$$

où ATN est l'atténuation optique, T est l'intensité transmise lampe allumée ou éteinte sur le filtre impacté ou « propre ».

$$\Delta ATN = ATN_{spé} \times \Delta B$$

où $ATN_{spé}$ est l'atténuation spécifique (cm^2) déterminée par $ATN_{spé} = \frac{14625}{\lambda}$ avec λ la longueur d'onde utilisée par l'instrument et B est la quantité de carbone suie présente sur le filtre (g.cm^{-2}). La concentration de carbone suie peut alors être déterminée par :

$$BC = \frac{\Delta B \times A}{F \times t}$$

où A est l'aire de la surface impactée par le flux d'air (cm^2), F est le débit de l'instrument ($\text{L}\cdot\text{min}^{-1}$) et t correspond à l'intervalle de temps (min) du prélèvement de l'air.

Analyse individuelle des particules

La morphologie et les composants chimiques de chaque particule sont analysés par un microscope électronique à balayage (*Scanning Electron Microscope*, SEM) équipé d'un analyseur dispersif en énergie de rayon-X (*Energy Dispersive X-ray*, EDX). Les particules déposées sur un support sont individuellement frappées sous vide par un faisceau d'électrons. Les interactions électron-particule engendrent un spectre d'émission de rayon X dont une partie est caractéristique de la composition chimique élémentaire de la particule. La taille des particules est estimée directement à partir de l'apparence des particules sur le micrographe électronique.

L'analyse individuelle des particules atmosphériques présente l'avantage de permettre de corrélérer, dans un certain nombre de cas, la morphologie de la particule avec sa composition chimique (*Ebert et al., 2000 ; Kojima et al., 2006*). En effet, pour certains types de particule, il est possible d'associer à une composition chimique la forme et la morphologie de surface correspondantes (*Umbría et al., 2004*). Par exemple, l'halite est une poussière minérale composée de chlorure de sodium. Sa composition est très proche du sel de mer. Par contre, la morphologie d'un sel de mer est très arrondie, alors que toutes les poussières minérales ont des formes très angulaires.

Alors que la composition chimique à l'échelle de la particule individuelle renseigne sur sa source de production, sa forme et sa morphologie de surface sont des indicateurs plus spécifiques des processus réactionnels et des mécanismes de transformation que la particule a subi, tels que l'agglomération de fines particules par coagulation ou la condensation de vapeurs atmosphériques à la surface d'une particule préexistante (encore appelée conversion gaz-particule). L'analyse des particules de l'air ambiant à l'échelle individuelle se justifie alors du fait qu'elles constituent des sites actifs de réactions chimiques dans l'atmosphère (*Finlayson-Pitts et Pitts, 2000*). La technique SEM-EDX est capable de mettre en évidence les réactions chimiques qui se sont produites à l'intérieur et à la surface des particules pendant leur transport dans l'atmosphère.

Les espèces, telles que le nitrate d'ammonium, le sulfate ou les composés organiques, sont très instables. Elles souffrent d'une perte de matière par évaporation pendant l'échantillonnage et se volatilisent dans la chambre de mesure sous l'effet du vide poussé et de l'échauffement sous le faisceau d'électrons lors du balayage. L'effet de cette perte de matière sur la quantification reste jusqu'à présent encore mal connu. Le choix d'un substrat de collection adéquat, dont les éléments constitutifs n'interfèrent pas ou peu avec ceux des particules mais permettent de capturer les éléments les plus volatiles, est donc primordial.

L'impacteur utilisé, durant la campagne AMMA, comportait deux étages permettant l'échantillonnage des particules d'aérosols. Les diamètres de coupure du premier et du deuxième étage de l'impacteur sont respectivement de $1.6 \mu\text{m}$ et $0.2 \mu\text{m}$ (*Matsuki et al. 2003*). Le débit utilisé est de $1 \text{ L}\cdot\text{min}^{-1}$ et le temps de prélèvement est d'une dizaine de minutes en moyenne. Les particules sont collectées sur un substrat d'échantillonnage placé directement dans les deux étages de l'impacteur. Le même substrat est utilisé dans les deux étages et deux

types de films sont utilisés comme substrat. Le premier type de substrat est composé de carbone. Il s'agit de grilles de nickel recouvertes d'un film carboné ultra-mince, d'épaisseur comprise entre 15 et 25 nm. Ce film est extrêmement fragile et sujet à déchirures lors de l'échantillonnage par impaction ou de sa manipulation. Le type de substrat employé pour les besoins de notre étude est un modèle renforcé au Collodion (obtenu par nitration de la cellulose) qui rigidifie le film avec une épaisseur totale d'environ 40 à 60 nm. Une simple couche de polymère résiste mal sous l'échauffement dû au faisceau électronique. La superposition d'une couche de carbone sur le film au Collodion garantit une plus grande tenue à l'échauffement (Figure 3.25). La combinaison des deux matériaux associe donc résistance mécanique et stabilité thermique. Le film de carbone est inerte et conserve les particules aussi intactes que possibles, sans modifier leur forme.

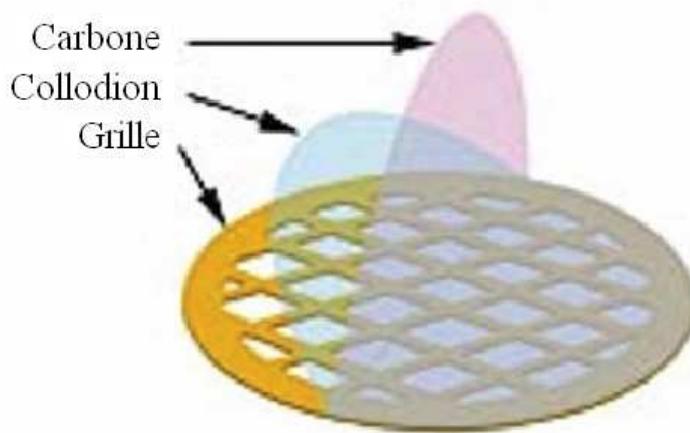


Figure 3.25 : Schéma d'une grille de nickel plastifiée renforcée. (Source : adapté du catalogue Pelco International)

Le second type de substrat utilisé est en nitron ($C_{20}H_{16}N_4$). Le film de nitron de 8 nm est ajouté sur la grille en nickel préalablement traité avec un film en collodium puis un film de carbone. Cette méthode est largement décrite dans la littérature (Isawa et Ono, 1979 ; Mamane et Pueschel, 1980 ; Mamane et Gottlieb, 1992). Ce substrat en nitron réagit avec les ions nitrates pour former le cristal nitron-nitrate ($C_{20}H_{16}N_4HN_3O_3$). Cette réaction chimique ayant lieu instantanément, aucun nitrate ne s'évapore avant l'analyse. Après l'échantillonnage des particules, les substrats sont placés dans un bain de vapeur à l'octanol, de 12h à 24h, de façon à faire précipiter le cristal nitron-nitrate dans le substrat (Isawa et Ono, 1979). Ainsi, les nitrates sont piégés dans le substrat et ne s'évaporent pas pendant l'analyse microscopique.

L'étude par microscopie électronique a été effectuée par A.Matsuki du Laboratoire de Météorologie Physique (LaMP). La première étape de cette étude consistait à observer à l'aide d'un microscope électronique (TEM grossissement x10000, CHU de Clermont-Ferrand) la morphologie de chaque particule. Par la suite, on distinguera les particules du mode grossier, qui ont été analysées à l'aide d'un microscope électronique à balayage (SEM-EDX, 20kV, x 3000, LMV à Clermont-Ferrand), et les particules du mode accumulation analysées à l'aide d'un microscope électronique à transmission (TEM-EDX, 200kV, x 10000, CRMCN-CNRS à Marseille). La quantité de matière des particules du mode grossier déposée sur les substrats est plus importante, la résolution et la sensibilité de l'analyse sont donc moindres. Les champs opératoires sont choisis au hasard, tout en prenant soin d'éviter la zone perturbée par l'impacteur créant des amas de particules. Seulement un seul champ a été

analysé pour les particules du mode accumulation. Cette méthode est donc semi-quantitative mais permet de montrer des résultats préliminaires intéressants.

L'étude de la morphologie permet, dans un premier temps, de distinguer les cristaux de nitron-nitrate sur les substrats en nitron. Dans un second temps, cette analyse, couplée avec l'analyse de la composition chimique, permet de déterminer le type (poussières désertiques, aérosols marins, aérosols de feux de biomasse) d'aérosol étudié. Par exemple, de nombreuses particules de feux de biomasse étaient enrichies en aluminium et silicium. Une analyse chimique seule aurait conclu que ces particules étaient des poussières désertiques.

Les différents éléments détectés par la technique TEM-EDX sont : le carbone élémentaire (C), le sodium (Na), le magnésium (Mg), l'aluminium (Al), le silicium (Si), le phosphore (P), le soufre (S), le chlore (Cl), le potassium (K), le calcium (Ca), le scandium (Sc), le titane (Ti), le vanadium (V), le chrome (Cr), le manganèse (Mn), le fer (Fe), le cobalt (Co), le nickel (Ni), le cuivre (Cu) et le zinc (Zn). L'incertitude liée à la détection de chaque élément est de 3% (*Choël, 2005*) La détermination des différents types d'aérosols se fait par association de plusieurs éléments. Lorsque les éléments aluminium silicium et fer sont réunis la particule est définie comme étant une poussière désertique. La présence majoritaire de soufre et potassium indique que la particule est une particule de feux de biomasse. Lorsque le soufre est détecté à 100% la particule est définie comme un aérosol sulfaté de même que les aérosols de carbone suie correspondent à 100% de carbone. Lorsque le sodium, le manganèse, le calcium et le chlore sont présents conjointement l'aérosol est associé à un sel de mer.

3.1.3.2. Caractérisation physique des aérosols

Dans la baie instrumentée, trois types d'instruments mesuraient les propriétés microphysiques de l'aérosol. Leurs principes de fonctionnement sont décrit plus en détail dans les annexes de ce manuscrit.

- Deux compteurs de noyaux de condensation (modèle **CPC 3010** et **3025**, TSI Inc.). Un compteur de noyaux de condensation est un instrument qui détecte toutes les particules dont le diamètre est supérieur à son diamètre limite de détection. Les diamètres limites de détection définis à 50% d'efficacité de comptage sont respectivement de 10 nm (CPC3010) et 3 nm (CPC 3025). Le flux d'aérosol (respectivement $1 \text{ L} \cdot \text{min}^{-1}$ et $1.5 \text{ L} \cdot \text{min}^{-1}$) prélevé passe par une chambre chauffée (saturateur) contenant du butanol sous forme liquide. A la température de cette chambre, l'air chargé de particules se sature en vapeur de butanol avant de se diriger vers un condenseur vertical refroidi où les vapeurs d'alcool condensent sur les particules indépendamment de leur taille et de leur nature chimique. Le butanol permet d'obtenir de très fortes sursaturations (jusqu'à RH=500%) même pour de faibles différences de températures. Le diamètre minimum ne dépend alors que de la sursaturation imposée dans le condenseur qui elle-même dépend de la différence de température entre le saturateur et le condenseur. La verticalité du condensateur permet de réduire les pertes par sédimentation. Les particules sont ensuite détectées optiquement. Les particules éclairées par une source lumineuse laser diffusent suivant la théorie de Mie. Une lentille couvrant l'angle de diffusion recherché permet de focaliser la lumière sur un photodétecteur qui transforme cette énergie lumineuse en impulsion électrique, une impulsion correspondant à une particule. Cependant, une concentration trop élevée peut entraîner des risques de coïncidences (plusieurs particules en simultané dans le faisceau). Cette erreur peut être corrigée en appliquant une correction statistique.

- Deux *Scanning Mobility Particle Sizer (SMPS, LaMP)*. Chacun est composé d'un *Differential Mobility Analyser (DMA)* et d'un compteur de noyau de condensation. Le DMA permet de séparer les particules en fonction de leur diamètre de mobilité électrique. L'air, préalablement débarrassé des plus grosses particules ($>1\mu\text{m}$) grâce à un impacteur, est chargé électriquement grâce à une source radioactive de Kr85. Les particules ainsi chargées passent dans une colonne à laquelle est appliqué un champ électrique. Ce champ électrique permet de séparer les particules porteuses de charges identiques (théorie de séparation des charges) en fonction de leur mobilité électrique donc de leur diamètre. Un CPC 3010 placé en sortie permet de compter le nombre de particules sélectionnées par le DMA. En variant l'amplitude du champ électrique dans la colonne (entre 0 et 10000V), on peut balayer une large gamme de diamètre de particules (de 10 à 300 nm), avec une résolution temporelle de 3minutes.

- Deux compteurs optiques de noyaux de condensation (OPC modèle 1.108, GRIMM Inc.). La méthode de mesure utilisée est la diffusion lumineuse. Une diode laser émet une lumière constante et monochromatique dans le visible (685 nm). L'échantillon d'air ($1.2 \text{ L}.\text{min}^{-1}$) traverse le faisceau et diffuse la lumière. L'intensité de la lumière diffusée par une particule est proportionnelle à son diamètre. Les noyaux de condensation sont classés suivant 8 classes de diamètres ($>300, >400, >500, >650, >800, >1000, >1600, >2000 \text{ nm}$), toutes les secondes.

Tous ces compteurs n'ont pas les mêmes principes de mesures et n'ont pas, non plus, les mêmes diamètres de coupure. De ce fait, ils ne mesurent pas les mêmes populations d'aérosols. Leurs indications, les écarts de concentrations ainsi que leurs rapports sont dépendants de la situation observée. La Figure 3.26, par exemple, montre les distributions verticales obtenues à partir de ces quatre instruments, le 1^{er} juillet 2006. Le diamètre de coupure du CPC 3025 étant plus petit que celui du CPC 3010, le CPC 3025 comptent toujours plus d'aérosols que le CPC 3010. Dans la couche limite, le CPC 3025 mesure en moyenne 1900 cm^{-3} alors que le CPC 3010 ne mesure que, en moyenne, 1400 cm^{-3} . Le CPC 3010 mesure en moyenne 26% de moins que le CPC 3025 dans les basses couches. Dans les couches supérieures, la différence entre les deux CPC est moins importante, ce qui prouve tout d'abord que la concentration des particules les plus fines est plus faible. Au-dessus de 3000m, la différence entre les deux compteurs de CN est de 16% en moyenne. Le SMPS, dont le principe est basé sur la mobilité électrique des particules d'aérosol, mesure une concentration de particules d'aérosol toujours inférieure à celle du CPC 3010 car son diamètre de coupure haut est de 300nm. Dans la couche limite cette différence est en moyenne de 500 cm^{-3} , soit 33% en moins, tandis que dans la SAL, cette différence est en moyenne de 325 cm^{-3} , soit 41% en moins. Le GRIMM, dont le diamètre de coupure bas est de 300 nm, ne prend en compte que les plus grosses particules, ainsi il ne mesure pas du tout les mêmes concentrations que les CPC 3010 et 3025. Sa distribution verticale des aérosols est relativement constante en fonction de l'altitude et est en moyenne de 130 cm^{-3} .

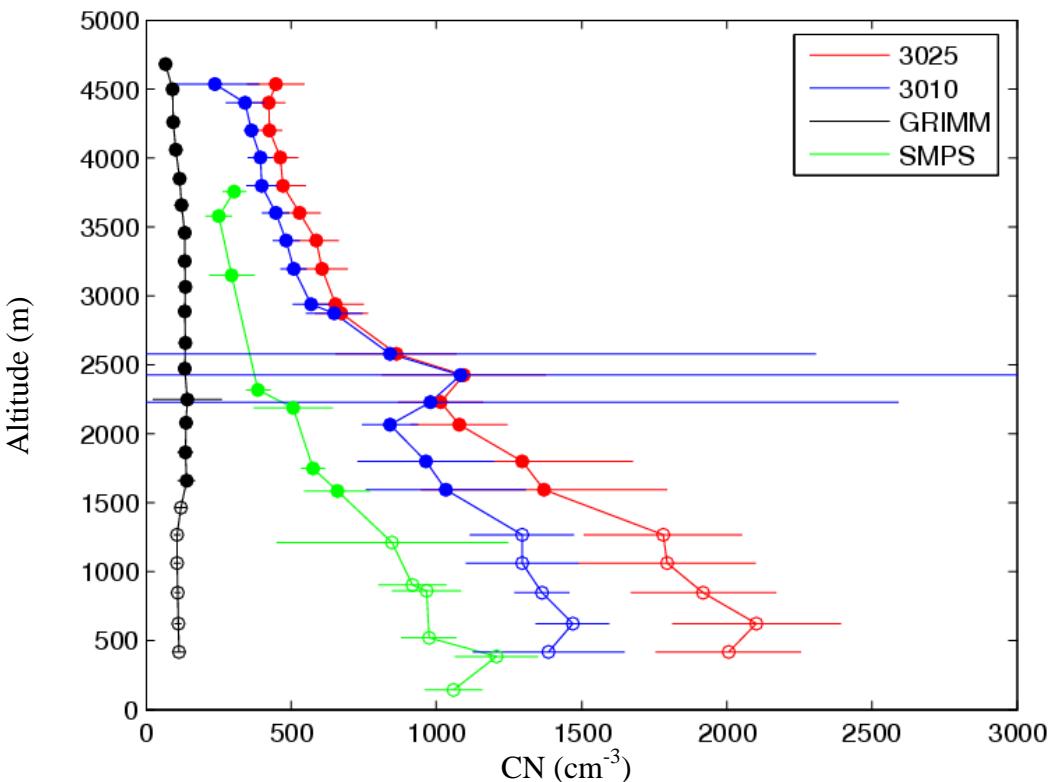


Figure 3.26 : Distribution verticale des aérosols mesurée par le CPC 3025 (rouge) le CPC 3010 (bleu), le GRIMM (noir) et le SMPS (vert) durant le vol scientifique du 1^{er} juillet 2006. Les symboles ouverts représentent la CL, tandis que les symboles pleins représentent la SAL. On peut noter que la distribution verticale des aérosols déterminée par le CPC 3025 est toujours supérieure à celle du CPC 3010.

Ces compteurs de noyaux de condensation ont préalablement été calibrés au laboratoire et leur gamme d'erreur est de l'ordre de 5%. La variabilité importante des valeurs mesurées par le CPC 3010 autour de 2500 m (Figure 3.26) est due au passage de l'ATR-42 dans une phase nuageuse. Les valeurs du CPC 3025 ne montrent pas la même variabilité car elles ont été traitées de manière plus rigoureuse. De même, le SMPS et l'OPC ont été calibrés et leurs gammes d'erreurs sont respectivement de l'ordre de 5% et 10%.

Le SMPS et l'OPC ont des principes de fonctionnement différents et utilisent des propriétés physiques différentes pour la détection des particules. En effet, le SMPS utilise le diamètre de mobilité électrique pour classer les particules tandis que l'OPC utilise un diamètre optique. Cette différence de principe physique de la mesure entraîne en général des différences de concentration de particules dans les classes de diamètre communes aux deux instruments. La mesure d'un diamètre de mobilité électrique étant soumise à beaucoup moins d'incertitudes que la mesure d'un diamètre optique (hypothèses de la théorie de Mie), les valeurs mesurées par le SMPS sont considérées comme valeurs de références. Ainsi, un facteur correctif théorique doit être appliqué aux données collectées par l'OPC afin d'obtenir un spectre complet de 10 nm à 2 µm en diamètre vrai.

Cependant, lors de la campagne AMMA, aucune classe de diamètre n'était commune aux deux instruments. Nous avons donc extrapolé les données du SMPS, puis nous avons appliqué un coefficient correctif sur l'OPC de façon à ce que les données de l'OPC et les données extrapolées se recoupent. Ce coefficient correctif variait entre 0.24 ± 0.11 pour les observations faites en juin et juillet et 1.15 ± 0.84 pour les observations faites en août. Après

l'extrapolation et la correction des données, un ajustement par des lois log-normales est appliqué sur les valeurs du SMPS et de l'OPC de façon à obtenir un spectre granulométrique complet (de 7 nm à 2.5 μm). Cet ajustement est calculé en utilisant la méthode des moindres carrés et permet de représenter de manière satisfaisante les valeurs mesurées.

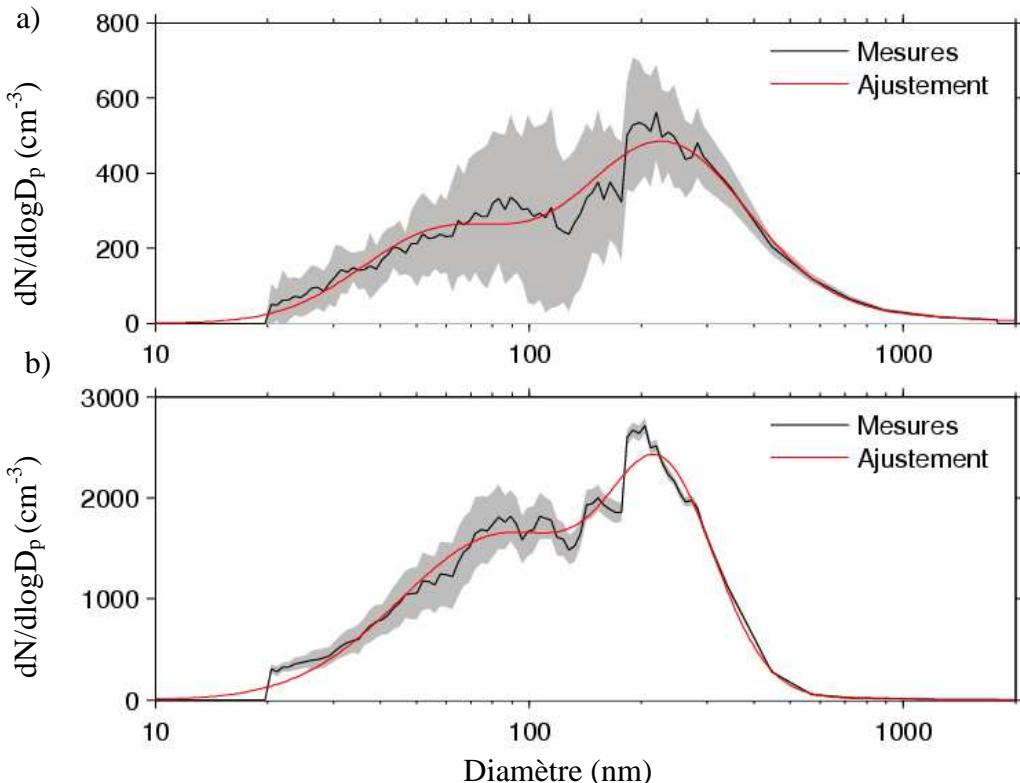


Figure 3.27: Distribution granulométrique en nombre moyennée (trait plein noir) et après ajustement par des lois log-normales (trait plein rouge) des aérosols le 1^{er} juillet 2006 dans la couche intermédiaire entre 1500 m et 2800 m (a) et dans la couche limite (b). La zone grisée représente la variabilité des mesures.

Le premier couple (SMPS/OPC) permet la mesure du spectre granulométrique des aérosols échantillonnés entre 20 et 2000 nm à température ambiante. En amont du second couple (SMPS/OPC) est installée une résistance chauffante. Cette dernière permet d'augmenter la température et ainsi de connaître l'évolution de la distribution granulométrique des aérosols après thermo-désorption. En effet, lorsqu'une population d'aérosol est chauffée, une partie de ses composants est volatilisée. La température de volatilisation d'une particule d'aérosol dépend de sa composition chimique (Tableau 3.8). La volatilisation d'une fraction ou de la totalité de ces composants correspond à une perte en nombre et en masse de la phase d'aérosol au profit de la phase gazeuse et affecte la distribution granulométrique de l'aérosol. Il est donc possible d'avoir une information sur la nature chimique des constituants à partir des données de thermo-désorption lorsque la température de la résistance chauffante varie. Pendant la campagne de mesures AMMA, la température était fixée à 280°C. Cette étude se limite donc à dissocier les espèces volatiles solubles, des espèces réfractaires en majorité peu solubles.

Tableau 3.8 : Température d'évaporation des différents composés chimiques.

<i>Composés chimiques</i>	<i>Température d'évaporation (°C)</i>	<i>Solubilité</i>
Composés carbonés très volatils	30-125	Dépend du composé
Nitrate d'ammonium	60	Soluble
Sulfate	150	Soluble
Bisulfate d'ammonium	165-315	Soluble
Composés organiques peu volatiles	350-700	Dépend du composé
Macromolécules organiques	400	Insoluble
Chlorure de sodium	650	Soluble
Carbone suie	820	Insoluble
Aérosols réfractaires (aérosols minéraux et métalliques)	> 820	Insoluble

En comparant les distributions granulométrique en nombre, il est possible de déterminer l'état de mélange de la population des particules échantillonnées. Lorsque le spectre granulométrique, après volatilisation des particules, montre une évolution du diamètre d'un mode de particules sans toutefois modifier la concentration de ce mode de particules, le **mélange est interne** (particules contenant plusieurs espèces chimiques). En effet, chaque particule d'aérosol réagit de la même manière au changement de température. Par contre, dès lors que la concentration du mode de particules est modifiée, le **mélange est externe** (une particule est constituée d'une seule espèce chimique).

3.1.3.3. Caractérisation des propriétés hygroscopiques de l'aérosol

Un compteur de noyaux de condensation nuageux (CCN) permet la mesure de la concentration des aérosols activables. Le compteur utilisé est similaire aux autres instruments comportant une chambre de diffusion statique à gradient thermique (*Lala et Jiusto, 1977*). Son fonctionnement est repris en annexe de cet ouvrage d'après les descriptions détaillées de *Delene et al. (1998)* et *Snider et al. (2000)*. Le **compteur de CCN** du Wyoming est formé d'une chambre cylindrique fermée par deux plateaux supportant des papiers buvards humidifiés. Le plateau métallique inférieur est refroidi par un élément Peltier afin de créer un gradient thermique provoquant un profil de sursaturation dont le maximum se situe au centre de la chambre. Une fois la sursaturation atteinte, l'air échantilloné est aspiré à l'intérieur de cette chambre durant cinq secondes grâce à une pompe ayant un débit de $3 \text{ L}.\text{min}^{-1}$. Lorsque la chambre de diffusion se ferme, les aérosols dont la sursaturation critique est atteinte sont activés en gouttelettes. L'accroissement du rayon de la gouttelette par condensation de la phase vapeur étant inversement proportionnel au rayon de la gouttelette, les gouttelettes qui forment le nuage dans la chambre de diffusion thermique deviennent rapidement monodispersées avec un rayon uniforme (*Howell, 1949*). Une source lumineuse éclaire le

milieu de la chambre et la diffusion de lumière produite est enregistrée par un photodétecteur. La concentration des CCN est déterminée en utilisant un étalonnage reliant l'intensité de la lumière diffusée au nombre de CCN détectés et à la sursaturation appliquée. La gamme de sursaturation utilisée pendant la campagne de mesure était 0.2, 0.4, 0.6, 0.8 et 1 %. La fréquence de mesure de cet instrument est, d'environ 30 secondes et elle est dépendante du temps nécessaire pour refroidir le plateau inférieur.

3.2. CONCEPTION ET REALISATION DU MONTAGE INSTRUMENTAL

3.2.1 La conception

La Figure 3.28 représente le schéma du montage instrumental. Nous avons divisé le flux d'air provenant de la veine communautaire, soit $96 \text{ L}.\text{min}^{-1}$, en quatre flux d'air égaux ($24 \text{ L}.\text{min}^{-1}$, notés 1, 2, 3 et 4). Trois sont dirigés vers le système de filtration (Figure 3.29) et un vers le système de caractérisation des propriétés physiques de l'aérosol (Figure 3.28). Ce dernier est divisé de nouveau en quatre branches (notées 4.1, 4.2, 4.3, 4.4) prélevant le même débit ($6 \text{ L}.\text{min}^{-1}$), elles-même divisées en 2 à 4 voies (notées V1, V2, V3 ...).

Les instruments sont calibrés pour un débit volumique fixé. Le débit volumique dans chaque instrument doit donc être constant durant tout le vol afin d'éviter un biais sur la mesure. Les débits des instruments, indiqués par un fond bleu sur la Figure 3.28 (CPC 3010, SMPS et Impacteur), sont contrôlés par un **orifice critique**. Ces orifices critiques assurent un débit constant tant que la pompe en sortie maintient une pression aval égale ou inférieure à la moitié de la pression amont (*Willeke et Baron, 1992*). Dans notre montage, la pompe en sortie est suffisamment puissante pour maintenir cette dépression quelle que soit l'altitude de l'avion. Les instruments, indiqués par un fond blanc sur la Figure 3.28 (CPC 3025, GRIMM et CCNC), ont une **pompe interne**. En conditions normales d'utilisation (mesure au sol, laboratoire), la pompe préleve un débit fixe et connu. Lorsque la pression diminue, le rendement des pompes peut diminuer. Dans ces conditions d'utilisation, les pompes de ces instruments ne permettent pas de conserver un débit constant. Il a donc été nécessaire de réguler le débit de ces instruments à l'aide d'un débitmètre régulateur (MKS type 1579A ou 1179A). Les débitmètres utilisés sont des débitmètres massiques qui sont donc sensibles aux variations de pression. Nous avions choisi de travailler à volume constant. Des capteurs de pression sont installés dans les différentes branches du montage, permettant de ramener les mesures de débit et les consignes appliquées aux conditions d'utilisation en temps réel.

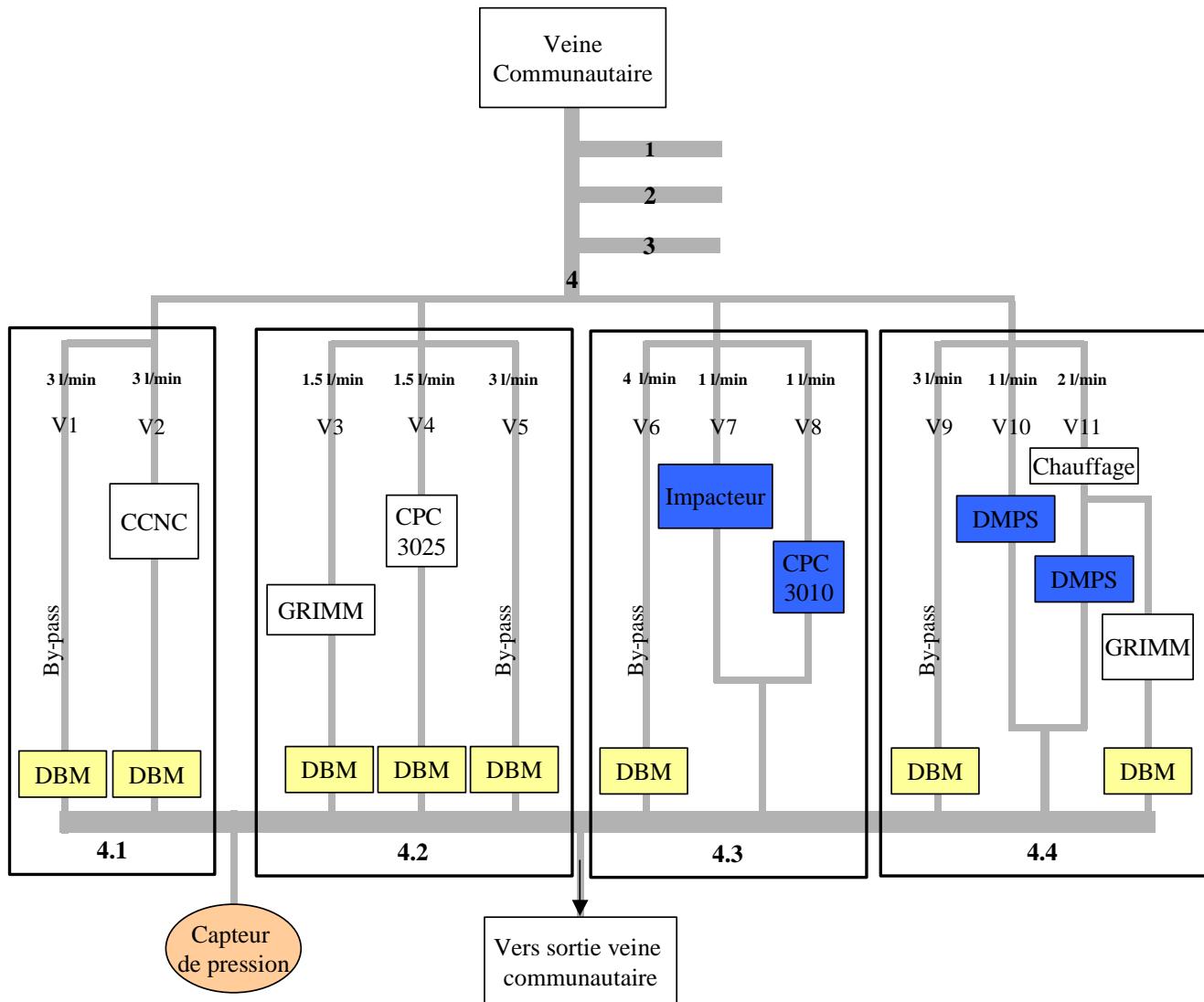


Figure 3.28 : Schéma du système de caractérisation des propriétés physiques de l'aérosol de la veine communautaire durant la SOP1 du projet AMMA. DBM : Débitmètre régulateur. Les instruments en bleu contiennent un orifice critique leur permettant de contrôler leur débit quelle que soit la pression.

De façon à conserver l'isocinétisme, le flux doit être reparti de façon homogène à chaque division. Pour cela, il a été nécessaire de répartir les instruments sur les voies en fonction de leur débit et d'ajouter dans chacune des branches du montage une voie non instrumentée, dite voie « by-pass », équipée d'un débitmètre régulateur permettant de compléter le flux échantillonné par les instruments jusqu'à $6 \text{ L}.\text{min}^{-1}$.

La Figure 3.29 représente le schéma du système de filtration permettant la caractérisation chimique de l'aérosol. La concentration des composés organiques attendue étant bien moins importante que celle des composés inorganiques, le débit sur la voie (V_1+V_2) dédiée à l'analyse des composés organiques a été fixé à une valeur deux fois supérieure à celui fixé sur la voie (V_4) dédiée à l'analyse des composés inorganiques. Nous avons vu au paragraphe 3.1.3.1 que les mesures sur filtres se limitent à une étude globale en couche (SAL et CL). Il a donc été nécessaire de prévoir le changement de porte-filtres au cours du vol. Pour effectuer le changement de porte-filtres, la voie contenant ce dernier doit être isolée du reste du circuit pour éviter les fuites et une dépression importante dans le circuit. Pour cela, nous avons

installé pour chaque voie, une voie parallèle permettant l'isolement temporaire du porte-filtre à changer sans pour autant perturber les autres mesures.

Une fois le porte-filtre isolé, la pression dans le porte-filtre reste la même que celle dans le circuit. Cette pression étant inférieure à celle de la cabine, nous avons donc installé une vanne 2 voies pour équilibrer la pression du filtre avec celle de la cabine avant le retrait du porte-filtre. Cette remise en pression est faite pas à pas pour éviter de dégrader le filtre et/ou la matière présente sur le filtre. Pour ne pas contaminer l'échantillon, la remise en pression s'effectue à travers un filtre.

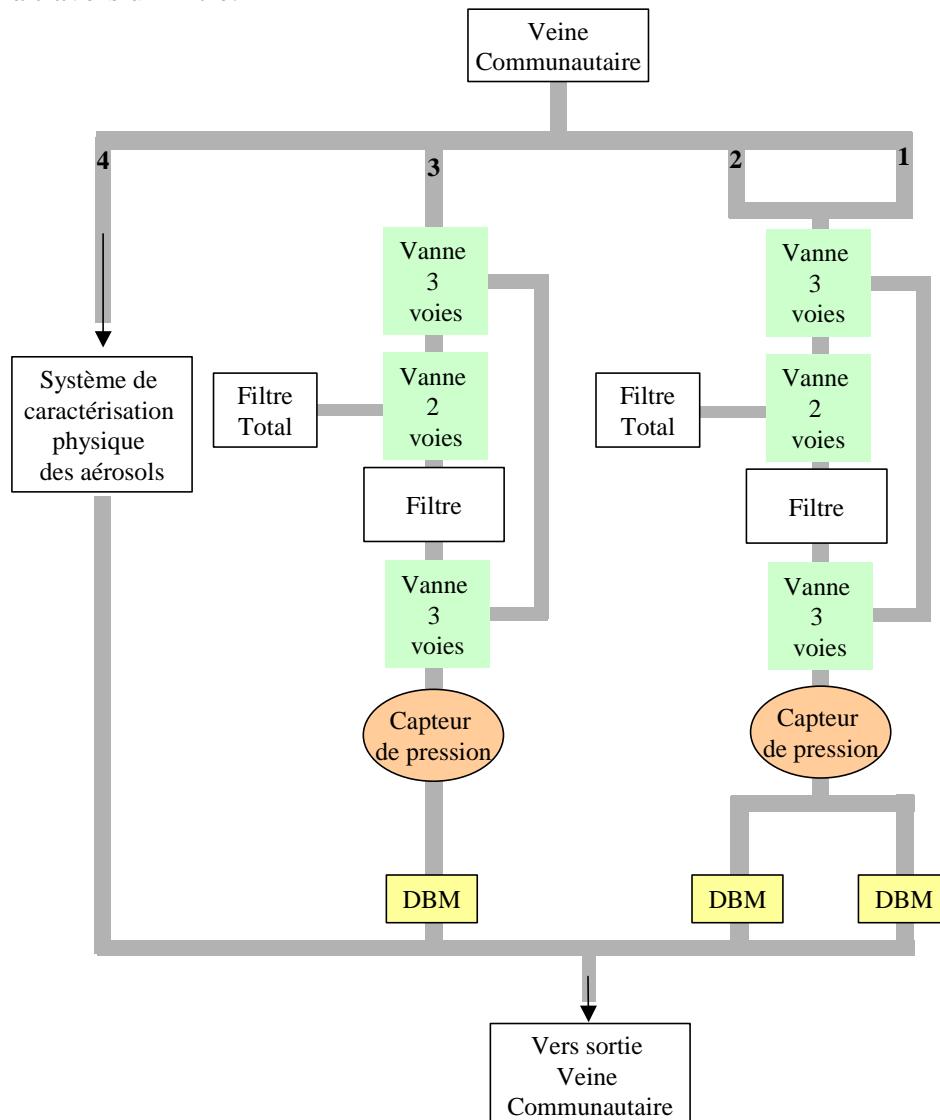


Figure 3.29 : Schéma de la mesure de la composition chimique de l'aérosol derrière la Veine communautaire. DBM : Débitmètre régulateur.

3.2.2 La réalisation

Le dispositif instrumental, qui a été développé au Centre National de Recherches Météorologiques (CNRM), pour la mesure des propriétés physico-chimiques de l'aérosol en aval de la veine communautaire, a été installé dans deux baies ($h=131.5$ cm, $l=57.5$ cm, $p=57$ cm) situées à l'avant de l'avion. Ces deux baies étant limitées en masse (<120 kg), l'objectif était donc de répartir au mieux la totalité des instruments dans ces deux baies. Pour

la sécurité aéronautique, les deux baies doivent avoir un centre de gravité assez bas pour limiter les moments par rapport aux points de fixation des baies dans l'avion. En conséquence, les instruments les plus lourds doivent se situer le plus bas possible dans les baies. Une autre contrainte porte sur l'accessibilité des instruments, autant pour un démontage en cas de panne que pour un entretien quotidien.

De façon à respecter le schéma instrumental et les conditions de sécurité aéronautiques, nous avons tout d'abord utilisé un logiciel de conception mécanique 3D, *SolidWorks*. L'utilisation de ce logiciel nous a permis d'explorer plusieurs possibilités pour la disposition des instruments et de choisir l'assemblage optimisant leurs positions. La meilleure disposition correspondant à un nombre minimum de coude et une distance parcourue par l'air échantillonné réduite au minimum. Du fait de contraintes de fabrication, la réalisation a légèrement différé de la version idéale. La Figure 3.30 représente les deux baies complètes installées dans l'ATR-42.

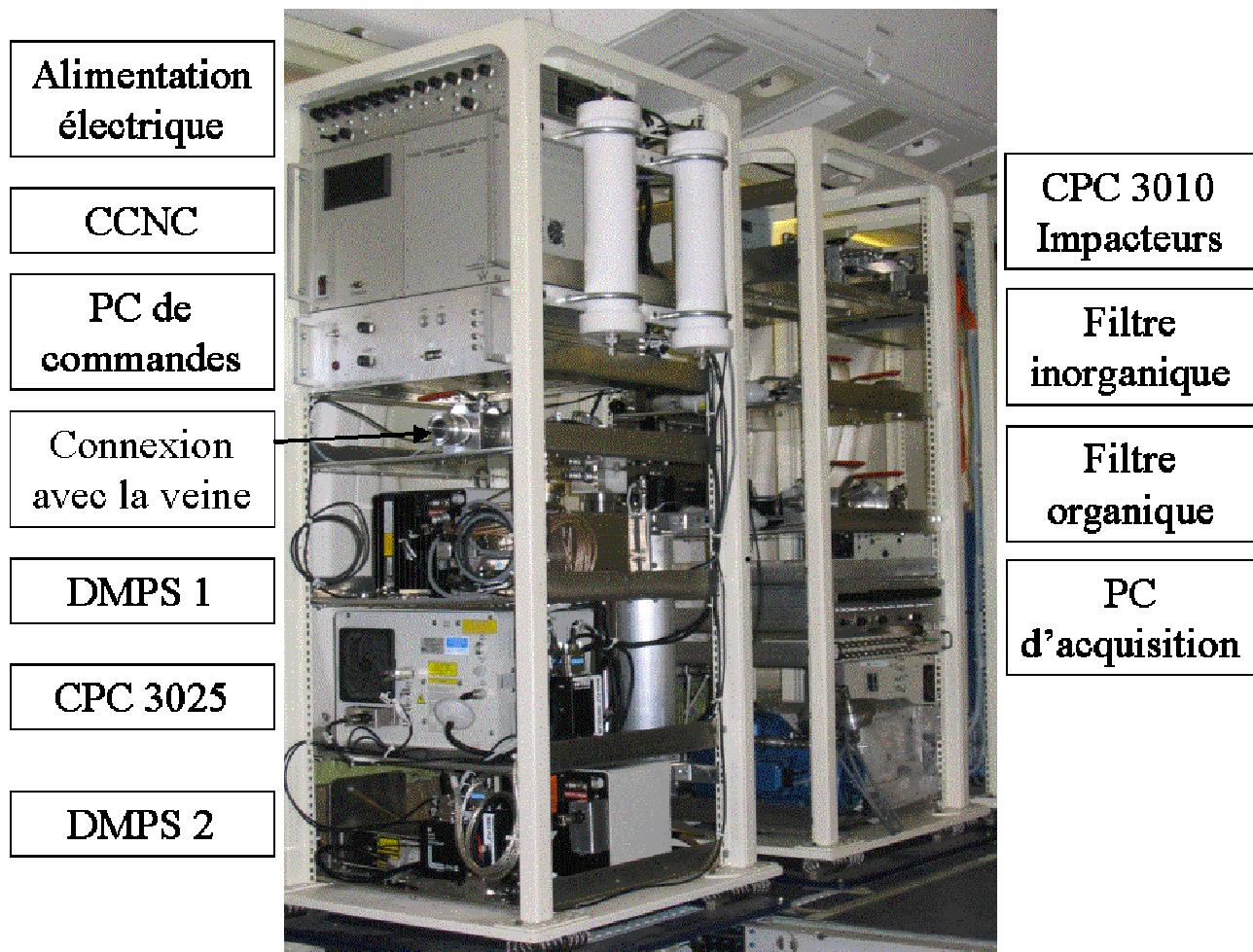


Figure 3.30 : Les 2 baies instrumentales de la veine communautaire dans l'ATR-42.

3.3. STRATEGIE D'ECHANTILLONNAGE

Durant la campagne AMMA, différentes veines de prélèvement ont été utilisées. Deux configurations différentes ont été installées dans l'ATR-42 en fonction des SOP (avant et après le saut de mousson). Avant le saut de mousson les nuages sont rares alors qu'après le saut de mousson les nuages et les MCS sont plus fréquents. De ce fait, la première configuration avec la veine communautaire (CAI) et la veine AVIRAD visait la mesure de l'aérosol sec. La deuxième configuration avec la CAI et la veine CVI visait les aérosols secs et humides. La veine CVI a permis une étude de la phase nuageuse et la veine communautaire de la phase non nuageuse. Les deux veines étaient couplées de façon à ce que les mesures soient ininterrompues quelles que soient les conditions météorologiques rencontrées. Les instruments étaient reliés à la CAI en atmosphère claire et à la CVI en atmosphère nuageuse.

Durant la campagne de mesure AMMA, 41 vols scientifiques ont été réalisés, 10 en SOP1, 10 en SOP2a1 et 21 en SOP2a2. Ces vols, répertoriés par date et type de mission, sont indiqués dans le Tableau 3.9. Au cours de ces différentes SOP, on remarque que six missions différentes ont été menées grâce à l'ATR-42.

Tout d'abord pendant la première SOP, avant le déclenchement de la mousson, nous voulions observer l'évolution du *Heat low* (**mission I.1**), région clé pour comprendre la dynamique de la mousson. Malgré son importance, très peu d'informations sont disponibles sur l'évolution diurne et saisonnière des principales caractéristiques du *Heat low* (position, étendue horizontale, subsidence, budget thermodynamique, budget radiatif, couverture nuageuse) et de ses particularités (la couche saharienne d'aérosol, front inter tropical). A l'échelle régionale, cette région est soumise à de fortes variations horizontales du *Heat low*. La mission I.1 (mission coordonnant ATR-42 et F-F20) proposait de caractériser le *Heat low* saharien en fonction du cycle journalier et saisonnier. Malheureusement pour des raisons d'autonomie insuffisante, le FIT n'a pas pu être atteint par l'ATR-42. Par contre une étude du gradient d'aérosol du sud vers le nord a pu être faite.

La **mission I.2** correspondait à l'étude des systèmes convectifs. Dans un premier temps le principe de cette surveillance était de déterminer les flux d'émission et de déposition des aérosols en relation avec un événement de ligne de grains (SOP1). Ce type d'événement (avant le saut de mousson) qui permet de générer des poussières désertiques, était régulièrement observés avec une fréquence d'environ 4 jours. Dans un second temps, nous voulions caractériser l'impact des MCS sur les propriétés physiques et chimiques de l'aérosol. Cette étude pouvait donc avoir lieu durant toutes les SOP. Deux plans de vol étaient prévus : un avant et un après le passage de la ligne de grains. Ces deux plans de vol étaient quasi identiques afin d'attribuer toutes les différences observées à un impact potentiel du MCS. Lorsque le MCS n'a pas été prévu assez tôt par les services météorologiques, seul le vol après le passage du MCS pouvait avoir lieu (**mission 2.0**). Les avions ont essayé de se coordonner pendant chaque MCS étudié. Le retard de la mousson en 2006 et la difficulté de coordonner les avions ne nous ont pas permis de documenter une grande variété de situations.

Les **missions I.3 et I.7** étaient destinées à l'étude des gradients méridiens de l'Afrique de l'ouest. Comprendre les interactions continent-océan-atmosphère permet de mieux prévoir la variabilité inter-saisonnière de la mousson. De plus, ces plans de vol permettaient l'étude de l'état de mélange et de l'hygroscopicité de l'aérosol. L'objectif principal est de fournir une base scientifique pour une meilleure compréhension des propriétés physiques, chimiques,

hygroscopiques, optiques et radiatives et la distribution verticale et horizontale des différents types d'aérosol existants en Afrique de l'ouest. Suivant la situation géographique, les aérosols résultent d'un mélange de poussières désertiques, de feux de biomasse, des émissions biogéniques ou de sulfates provenant des régions industrialisées au bord du golfe de Guinée. La modification des aérosols lors de leur transport influe sur leur propriétés optiques et hygroscopiques. Trois vols ont eu lieu : le premier est un long transect de Niamey à Cotonou en survolant une partie de l'océan, un vol sur l'océan Cotonou-Cotonou et un vol de transect Cotonou-Niamey en survolant la région au nord de Niamey. Ces vols de mesures étaient coordonnés entre l'ATR-42 et le F-F20, échantillonnant respectivement les basses couches et les hautes couches atmosphériques, ainsi que l'Atalante, navire permettant les mesures océanographiques. Ces missions permettaient de survoler Djougou (Bénin), super site sol de mesure de l'aérosol. L'unique différence entre ces deux missions était l'atterrissement à Niamtougou (Togo) lors des missions I.7.

La **mission I.8** était plus générale et correspondait à l'étude temporelle, en fonction de l'état d'avancement de la mousson, d'un super site sol (par exemple Banizoumbou au Niger).

De façon à répondre au mieux aux questions scientifiques de chaque mission, plusieurs grands types de plans de vol ont été utilisés, représentés sur la Figure 3.31.

- Plan de vol en croix avec un axe N-S et un axe E-O d'environ 60 km (Figure 3.31a). Ce plan de vol permet une exploration verticale importante, en moyenne 5 paliers sur chaque axe sont réalisés à chaque vol. Cependant, l'exploration horizontale dans ce type de plan de vol est limitée.

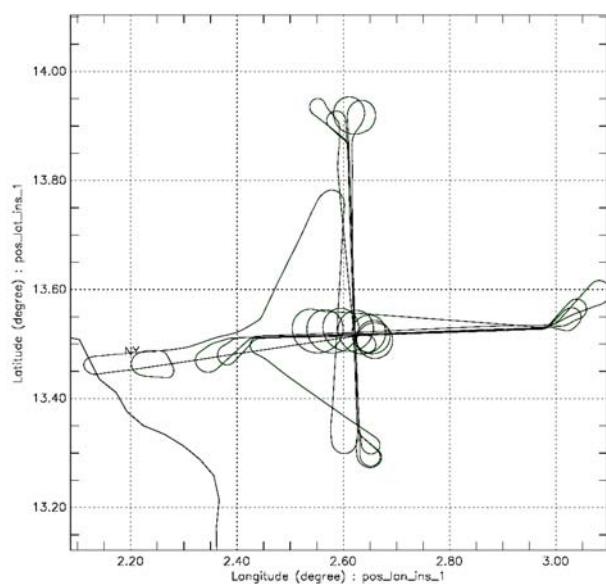
- Plan de vol en triangle à différents niveaux d'altitude (Figure 3.31b). Les côtés de chaque triangle font environ 30 km de longueur. En moyenne, ces paliers s'effectuaient à trois altitudes différentes. L'exploration verticale ainsi que l'exploration horizontale étaient donc limitée.

- Plan de vol avec un seul axe N-S ou E-O d'environ 100 km (Figure 3.31c). De même que pour les plans de vol en croix, l'exploration verticale était privilégiée par rapport à l'exploration horizontale (6 paliers à différentes altitudes).

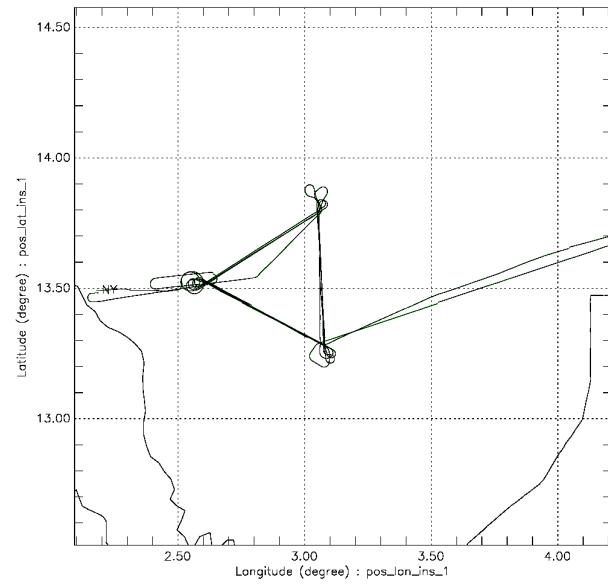
- Plan de vol rectangulaire permettant une exploration horizontale importante (Figure 3.31d). Ces plans de vol étaient effectués dans les basses couches de l'atmosphère, l'exploration verticale était restreinte à 3 paliers.

- Plan de vol au même niveau d'altitude et en ligne droite (Figure 3.31e). Ces plans de vol étaient dédiés aux missions d'étude des gradients méridiens en Afrique de l'ouest. L'altitude ainsi que le cap changeaient très peu.

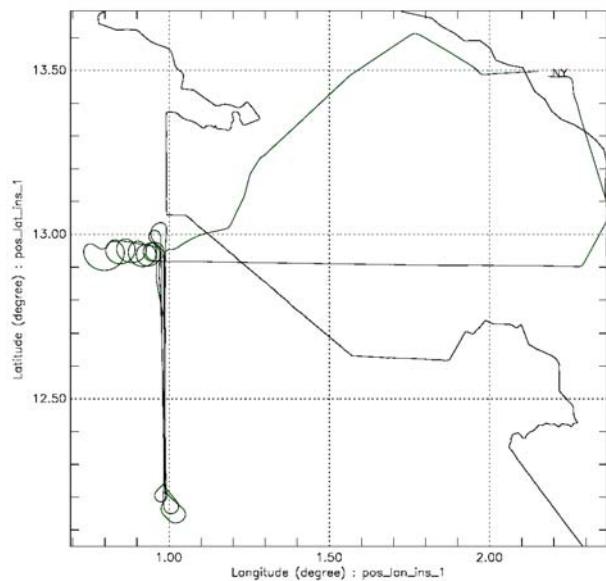
a)



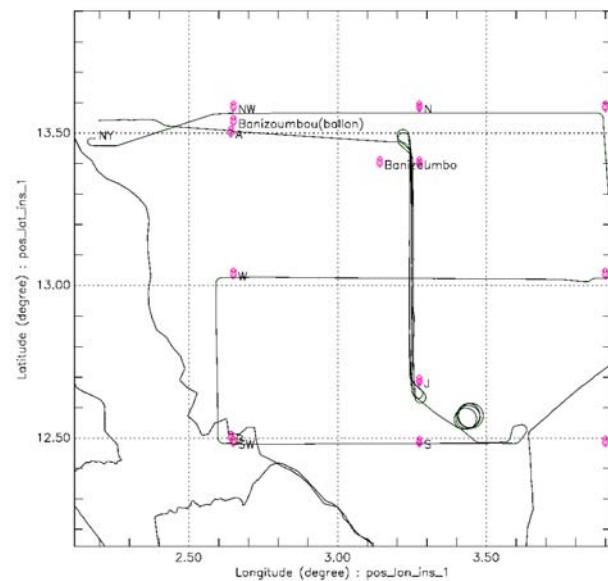
b)



c)



d)



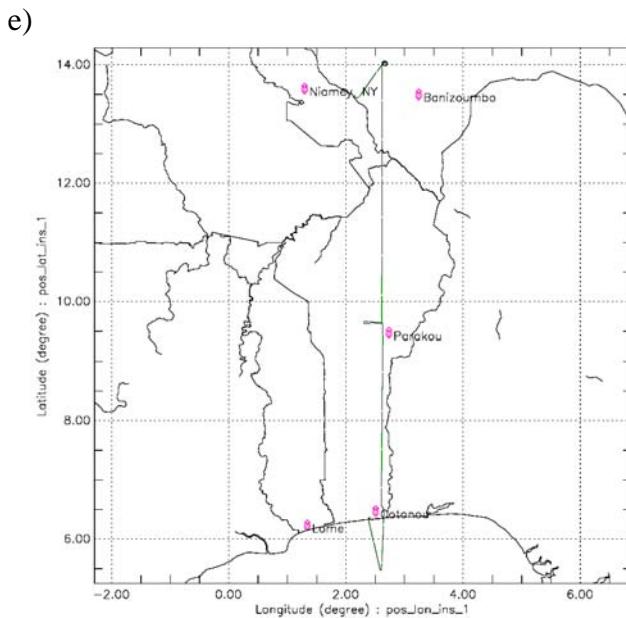


Figure 3.31 : Les différents plan de vol effectués par l'ATR-42 durant la campagne AMMA.

Tous les vols de l'ATR-42 débutaient par un sondage vertical et en fonction des réserves en carburant, un sondage vertical supplémentaire en fin de vol était ajouté. Le sondage en début de vol nous permettait de choisir les altitudes auxquelles un palier pourrait être intéressant pour l'aérosol et de déterminer thermodynamiquement les différentes couches en présence (sèche, très sèche, humide ...).

Le BAE a été choisi comme avion de référence pour les vols d'intercomparaison. Il s'agissait du seul avion présent pendant la campagne AMMA à avoir les moyens techniques de voler à toutes les altitudes et aux vitesses standards des autres avions. De plus, l'instrumentation à bord du BAE étant très importante, il était fréquent qu'un des autres avions ait au moins un instrument en commun avec le BAE. Plusieurs vols en formation ont donc été organisés avec tour à tour chacun des avions de la flotte et le BAE. A travers les données collectées par l'avion de référence, il est donc possible de comparer les mesures de l'ATR-42 avec tous les autres avions.

Tableau 3.9 : Liste des vols de l'ATR-42 durant la campagne AMMA. « Type de vol » décrit les différentes missions effectuées. I.1 : Etude du FIT ; I.2 : Etude pré et post MCS ; I.3 : Etude des gradients méridiens ; I.7 : Etude des grandiens méridiens en passant par Niamtougou ; I.8 : Etude de la variabilité temporelle ; 2.0 : Etude après le passage du MCS

	n° de vol	Date 2006	Mission	Avion coordonné	PCASP/FSSP	Etat des instruments	Chimie	Plan de vol
SOP 1	16	1-juin	test		Oui	Bon	Oui	3 (E-O)
	17	5-juin	I.1		Oui	Bon	Oui	3 (E-O)
	18	6-juin	I.1		Oui	Bon	Oui	1
	19	7-juin	I.1	FF20	Oui	Bon	Oui	3 (N-S)
	20	8-juin	I.2	FF20	Oui	Bon	Oui	2
	21	11-juin	I.1		Oui	Bon	Oui	3 (N-S)
	22	12-juin	I.1		Oui	Bon	Oui	1
	23	13-juin	I.3	FF20	Oui	Bon	Oui	5
	24	14-juin	I.3	FF20	Oui	Bon	Oui	5
	25	14-juin	I.3	FF20	Oui	Bon	Oui	5
SOP 2a1	26	15-juin	I.1-2		Oui	Bon	Non	1
	27	1-juil	I.2		Non	Bon	Non	1
	28	2-juil	I.2		Non	Bon	Non	1
	29	3-juil	I.3	FF20	Non	Bon	Non	5
	30	4-juil	I.3	FF20	Non	Bon	Non	5
	31	4-juil	I.3	FF20	Non	Bon	Non	5
	32	6-juil	2.0		Non	Mauvais	Non	3 (N-S)
	33	7-juil	2.0		Non	Mauvais	Non	2
	34	10-juil	I.1	FF20	Non	Mauvais	Oui	3 (N-S)
	35	12-juil	I.2		Non	Bon	Oui	3 (N-S)
SOP 2a2	36	13-juil	I.1		Non	Bon	Oui	3 (N-S)
	38	2-août	I.7		Non	Bon	Oui	3 (N-S)
	39	2-août	I.7		Non	Bon	Oui	3 (N-S)
	40	4-août	I.8		Non	Bon	Non	3 (E-O)
	41	5-août	I.2		Non	Bon	Oui	4
	42	6-août	I.2		Non	Bon	Oui	4
	43	7-août	2.0		Non	Bon	Non	1
	44	8-août	I.7		Non	Bon	Non	5
	45	8-août	I.7		Non	Bon	Non	5
	46	9-août	I.7		Non	Bon	Oui	5
	47	9-août	I.3		Non	Bon	Oui	5
	48	11-août	I.7		Non	Mauvais	Non	5
	49	11-août	I.7		Non	Bon	Non	5
	50	12-août	I.8		Non	Bon	Non	3 (N-S)
	51	13-août	I.8	FF20	Non	Bon	Non	3 (N-S)
	52	14-août	I.2		Non	Bon	Oui	3 (N-S)
	53	15-août	I.2		Non	Bon	Oui	3 (N-S)
	54	16-août	I.8		Non	Bon	Oui	3 (N-S)
	55	16-août	Intercomparaison	BAE	Non	Bon	Non	3 (E-O)
	56	17-août	I.8	BAE	Non	Bon	Non	3 (N-S)
	57	17-août	2.0	FF20	Non	Bon	Non	3 (N-S)
	58	19-août	2.0		Non	Bon	Non	3 (N-S)

En classant les vols par type de mission, on remarque que certaines missions sont mieux représentées que d'autres en terme de nombre de vols. Quatorze vols ont été dédiés à l'étude de gradients méridiens et seulement cinq pour l'étude de la variabilité temporelle (Tableau 3.10). La mission, lorsqu'elle est représentée par un nombre suffisant de vols, permet une étude statistiquement plus correcte.

Tableau 3.10 : Nombre de vols par type de mission

	Nb de vol
Mission I.3 et I.7 : Etude des Gradients méridiens	14
Mission I.2 et 2.0 : Etude des MCS	13
Mission I.1 : Etude du FIT	7
Mission I.8 : Etude de la variabilité temporelle	5

Tompkins et al. (2005) ont comparé les résultats du modèle de prévision du CEP en utilisant deux distributions verticales différentes des propriétés optiques de l'aérosol. Ainsi ils ont prouvé que la modification de la distribution verticale des propriétés optiques de l'aérosol, donc de son impact radiatif, modifie significativement les prévisions de la dynamique de la mousson africaine à 5 jours. Hors événement particulier tel qu'un MCS, la distribution verticale de l'aérosol (toutes propriétés confondues) évolue peu et est dépendante des deux couches atmosphériques (couche limite et SAL) dont les propriétés de l'aérosol sont relativement bien connues. Un point bien moins documenté dans la littérature est l'impact du mélange de ces deux couches, induit par le MCS, sur les propriétés physico-chimiques de l'aérosol. Les missions I.2 et 2.0 de l'ATR-42 ont permis de documenter 13 situations avant et après le passage d'un système convectif. Nous allons donc utiliser ces données pour analyser l'impact d'un système convectif sur la distribution verticale de l'aérosol.

3.4. ETUDE DES SYSTEMES CONVECTIFS DE MESO-ECHELLE

Notre étude se base sur les changements des propriétés physiques et chimiques de l'aérosol que le MCS peut entraîner. Pour cela, notre stratégie consiste à caractériser la situation avant et après le passage du MCS en terme de météorologie, de thermodynamique et de propriétés de l'aérosol. Nous analysons donc deux vols dont les plans de vol sont quasi identiques, un avant et un après le passage du MCS. Ces vols ont lieu au même moment de la journée pour éviter tout artefact dû à des mouvements turbulents différents. De cette façon, les conditions environnementales sont similaires et les différences observées dans la caractérisation des propriétés mesurées peuvent être principalement attribuées à l'impact du système convectif.

Sur ces treize vols, seuls trois couples ont permis l'étude pré et post MCS (Vols n° 27/28, 41/42, 52/53). Cependant, l'exploration verticale du couple n°41/42 était limitée à un sondage vertical jusqu'à 1500m et uniquement deux paliers dans la couche limite. Ces données sont insuffisantes pour traiter l'impact du MCS sur le profil vertical de l'aérosol. Pour comprendre les interactions aérosol/MCS, deux cas d'étude sont à notre disposition : le cas du 1^{er} et 2 juillet 2006 (vols n°27/28) et le cas du 14 et 15 Août 2006 (vols n°52/53). Le 1^{er} et 2 juillet 2006, l'ATR-42 a survolé Banizoumbou au nord-est de Niamey, tandis que le 14 et 15 Août 2006, l'ATR-42 a survolé la frontière Niger/Burkina-Faso au sud-ouest de Niamey. La localisation géographique des deux cas d'étude est représentée sur une carte de l'Afrique de l'ouest (Figure 3.32).



Figure 3.32 : Situation géographique des vols des cas d'étude au mois de juillet en rouge et au mois d'août en bleu.

Les vols effectués le 1^{er} et 2 juillet 2006 (vols n°27/28) sont représentés sur la Figure 3.33. Le 1^{er} juillet, le décollage a eu lieu à 11:25 UTC et l'atterrissement à 15:11 UTC. Nous avons effectué un plan de vol en croix au-dessus de Banizoumbou. Durant ce vol, l'ATR-42 a volé à plusieurs altitudes dans la couche limite et dans la SAL. Sur chaque axe de la croix, cinq niveaux d'altitude différents ont été explorés, deux d'entre eux dans la couche limite (400 m et 850 m) et trois d'entre eux dans la SAL (1250 m, 2250 m et 2900 m). Quelques altocumulus étaient présents au-dessus de la région survolée. En cours de vol, des cumulus sont apparus mais ils étaient très peu développés. La visibilité était très bonne tout au long du vol.

Le 2 juillet 2006 l'ATR-42 a décollé à 11:39 UTC et a atterri à 15:24 UTC. Le plan de vol effectué par l'ATR-42 était une croix au-dessus de Banizoumbou. Sur chaque axe de la croix, cinq niveaux d'altitude différents ont été explorés, trois d'entre eux dans la couche limite (400 m, 650 m et 850 m) et deux d'entre eux dans la SAL (2550 m et 3200 m). Le 2 juillet, le ciel était très nuageux en début de matinée mais les altostratus se dissipèrent progressivement et disparurent totalement au cours du vol.

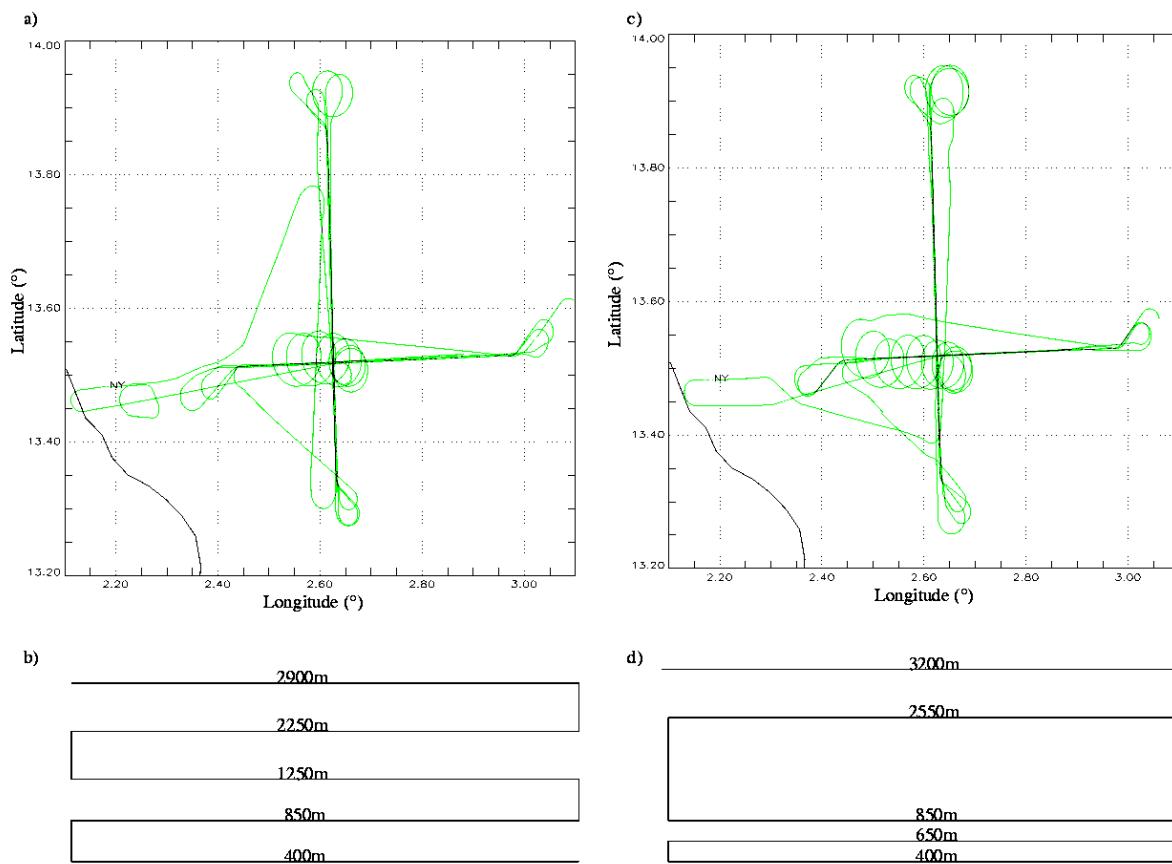


Figure 3.33 : Plans de vol effectués le 1er juillet 2006 (a) et le 2 juillet 2006 (c). Sur chaque axe (E/O et N/S) plusieurs niveaux d'altitude ont été explorés et sont représentés en b) et d).

Les vols effectués le 14 et 15 août 2006 (vols n°52/53) sont représentés sur la Figure 3.34. Le 14 août, le décollage a eu lieu à 10:44 UTC et l'atterrissement à 13:52 UTC. Le vol a été réalisé suivant un seul axe nord-sud. Durant ce vol, l'ATR-42 a effectué plusieurs paliers à différentes altitudes dont deux dans la couche limite (480 m et 750 m) et cinq dans la SAL (1450 m, 2460 m, 3060 m, 4500 m et 5070 m). Le 15 août 2006 l'ATR-42 a décollé à 10:42 UTC et a atterri à 13:38 UTC. Le même plan de vol que la veille a été utilisé (axe nord-sud). Sept paliers ont été explorés dont deux dans la couche limite (470 m et 850 m) et cinq dans la SAL (1230 m, 2480 m, 3370 m, 4560 m et 5060 m).

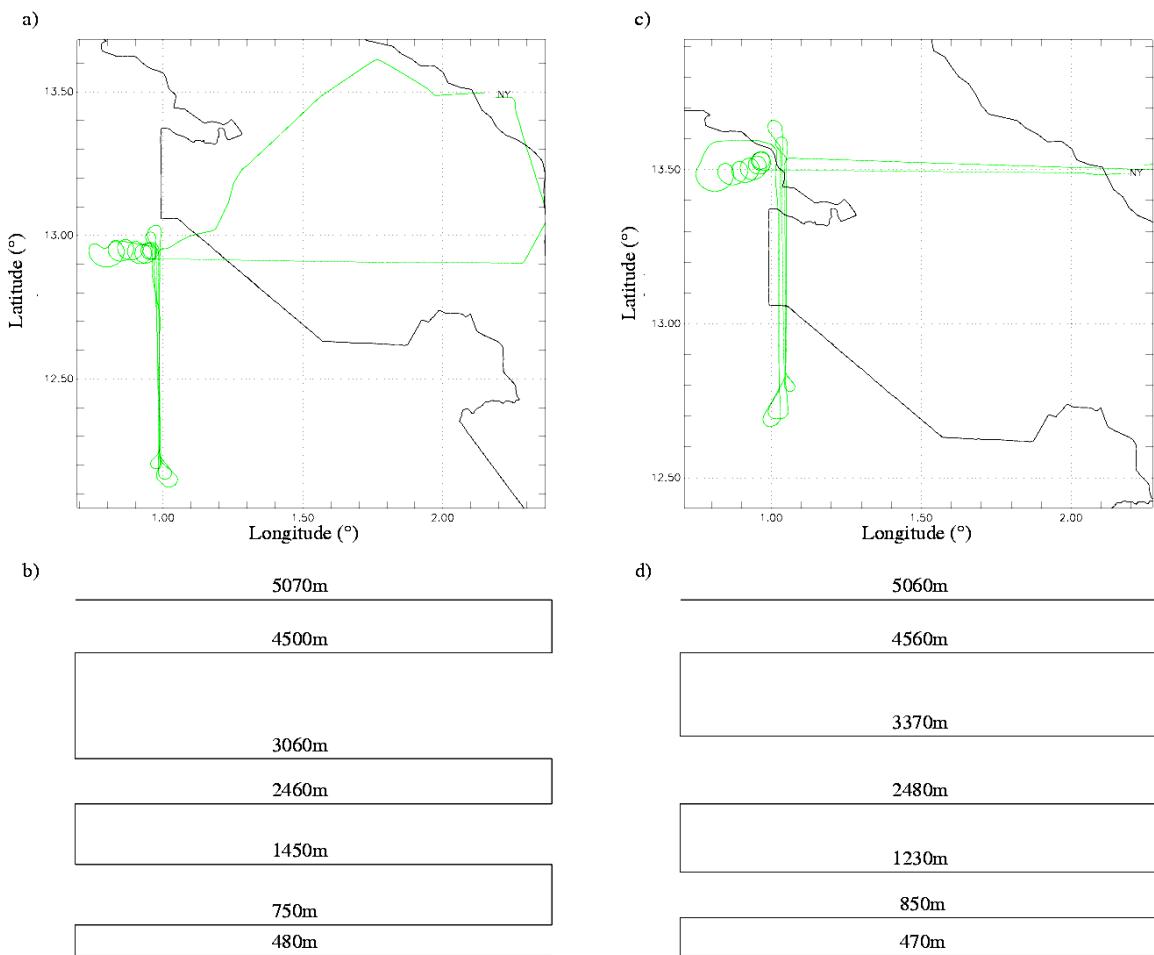


Figure 3.34 : Plans de vol effectués le 14 (a) et le 15 août 2006 (c). Les niveaux d'altitudes sont répertoriés pour chaque vol en b) et d).

3.5. CONCLUSIONS

La première partie de ce chapitre met en évidence les contraintes du prélèvement des particules d'aérosol à l'aide d'une veine sans en modifier les propriétés physiques et chimiques *Baumgardner et al. (1991)* et *Baumgardner et Hubert (1993)*. La veine communautaire semble être un bon compromis pour limiter les pertes d'aérosol et les changements de sa composition chimique, grâce à la conservation de l'isocinétisme du prélèvement jusqu'à l'analyse. L'avantage majeur de cette veine par rapport aux autres systèmes de prélèvement existant est la possibilité de modifier sa position de façon à régler au mieux son alignement par rapport aux lignes de courant autour de l'avion.

Durant la campagne AMMA, les instruments placés en aval de la veine communautaire ont permis la mesure des particules d'aérosol dans une gamme de diamètre allant de 10 nm jusqu'à 3 µm (taille de coupure estimée de la veine). Les instruments de base de l'avion tels que le PCASP (aérosol) et le FSSP (gouttelettes) ont complété cette gamme de diamètres jusqu'à 40 µm. On dispose donc d'un jeu de données comprenant une mesure de la concentration totale d'aérosol, du spectre granulométrique total de 20 nm à 40 µm, du spectre granulométrique des aérosols non volatiles de 20 nm à 3 µm, de la concentration totale de CCN, du spectre granulométrique des gouttelettes ainsi que de la composition chimique de l'aérosol.

De plus, ce chapitre a permis de présenter les vols et missions effectués par l'ATR-42 durant la campagne AMMA. Le jeu de données recueillis durant ces vols est assez complet et unique sur l'Afrique de l'ouest. A partir de ces observations, nous chercherons à comprendre comment certains processus dynamiques liés à la mousson africaine, les systèmes convectifs de méso-échelle (MCS), peuvent affecter les propriétés de l'aérosol. Pour cela, deux cas d'étude de MCS ont été sélectionnés dans la base de données (le 1^{er} / 2 juillet et le 14 / 15 août 2006).

CHAPITRE 4. ANALYSE DES OBSERVATIONS

CHAPITRE 4. Analyse des observations.....	83
4.1. Cas du mois de juillet	84
4.1.1 Conditions météorologiques	84
4.1.2 Caractérisation des couches atmosphériques	88
4.1.3 Caractérisations des particules d'aérosols.....	91
4.1.4 Caractérisation de la volatilité des aérosols	104
4.1.5 Bilan des observations	108
4.2. Cas du mois d'août	110
4.2.1 Conditions météorologiques de la situation	110
4.2.2 Evènement particulier	112
4.2.3 Caractérisation des différentes couches	113
4.2.4 Observations des aérosols	115
4.2.5 Bilan des observations	134
4.3. Conclusions	136

4.1. CAS DU MOIS DE JUILLET

4.1.1 Conditions météorologiques

4.1.1.1. Conditions synoptiques

Les grandes structures de la mousson africaine peuvent être décrites à partir des analyses provenant du Centre Européen de Prévision (CEP), afin de déterminer la position et l'intensité des deux flux majeurs de la mousson africaine. La Figure 4.35 représente l'altitude du géopotentiel à 850hPa le 1^{er} juillet 2006 à 12:00 UTC. Le domaine est divisé en deux parties distinctes. La première, au nord-ouest, est caractérisée par une altitude élevée du géopotentiel (1580 m), tandis qu'au nord-est son altitude est plus basse (1470 m). Ceci constitue sur le nord de l'Afrique un dipôle qui crée des gradients de pression importants, par exemple au-dessus de la Lybie. Ces gradients de pression sont à l'origine de vents forts ($> 8 \text{ m.s}^{-1}$) tout au long de la convergence des deux pôles. Au centre du Niger, ces vents de nord-est (flux d'Harmattan), sont confrontés à d'autres vents de sud-ouest (flux de mousson). La convergence de ces deux flux constitue le front inter tropical (FIT), décrit dans le chapitre 1. La vitesse du vent du flux de mousson est de l'ordre de 1 à 3 m.s^{-1} tandis que celle du vent d'Harmattan est comprise entre 4 à 9 m.s^{-1} . Selon Janicot *et al.* (2007), ceci caractérise la période qui précède la mousson. Cette année là, le flux de mousson s'est établi sur le continent entre le 15 juillet et le 15 août.

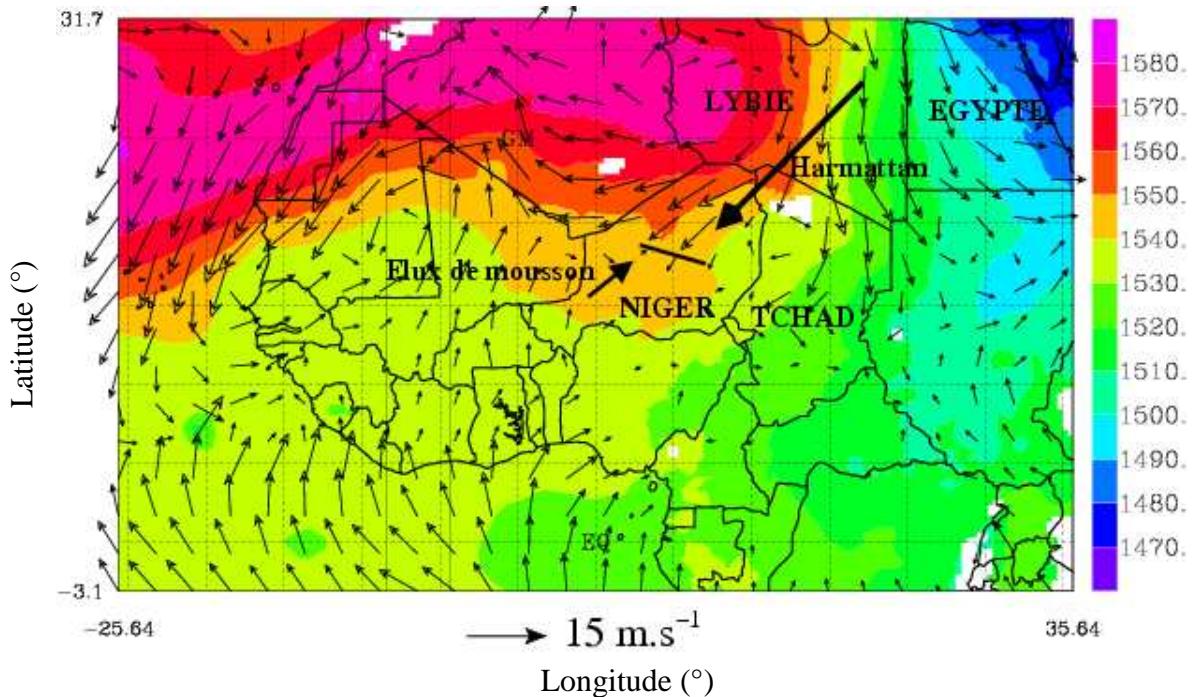


Figure 4.35 : Géopotentiel (m) en niveau de pression et de la direction du vent (vecteurs) à 850 hPa le 1^{er} Juillet 2006 à 12h00 UTC (Analyses du CEP).

La Figure 4.36 représente les analyses du CEP pour l'humidité ainsi que la direction du vent le 1^{er} juillet 2006 à 12:00 UTC. La zone de forte humidité est associée à des vents de sud-ouest, correspondant au flux de mousson, tandis que la zone de faible humidité est associée à des vents de nord-est, correspondant à l'Harmattan. La zone de confrontation de ces deux

flux, le FIT, se situe sur une large bande aux environs de 12°N. On remarque, au-dessus du Niger une intrusion d'air humide correspondant à l'advection du flux de mousson vers 14°N et 5°E. Cette intrusion apporte humidité et chaleur à proximité du FIT dans une zone où un système convectif s'initialisera à 15:00 UTC. En effet, la présence couplée d'une zone de convergence de vents, d'humidité et de chaleur à bas niveaux favorise l'initiation et la propagation de systèmes convectifs.

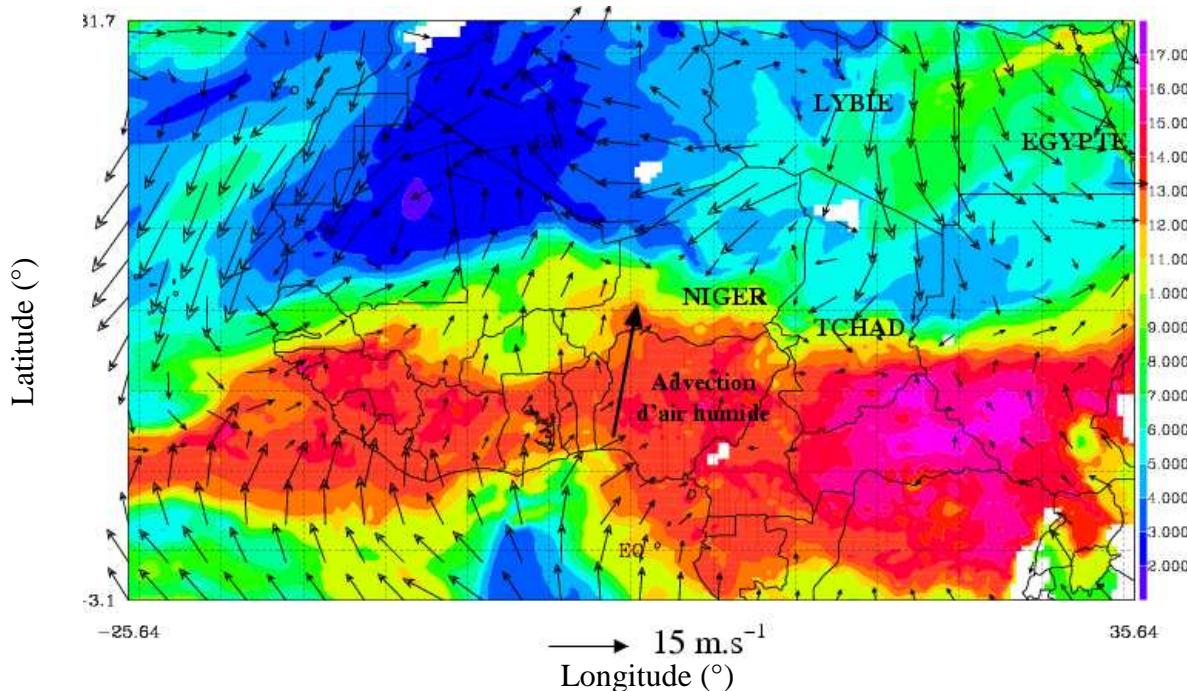


Figure 4.36 : Analyses du Centre Européen de Prévision de l'humidité (zone colorée) en g.kg^{-1} et de la direction du vent (vecteurs) à 850hPa le 1^{er} Juillet 2006, 12h00 UTC.

4.1.1.2. Conditions locales

L'étude des conditions synoptiques nous a permis de constater que les conditions sont favorables au développement de systèmes convectifs au nord-est de Niamey. A une échelle locale, plusieurs processus peuvent faciliter l'initiation de la convection, tels que le passage d'un relief, la convergence associée à une brise, la turbulence à micro-échelle, un mécanisme barocline ou une instabilité convective (Malardel *et al.*, 2005).

La méthode **ISIS**, qui utilise les images infra-rouge de Météosat, permet la détection et le suivi de MCS dont la température sommital est inférieure à une valeur seuil et dont la surface est supérieure à 5000 km². Une cellule est détectée lorsque la température minimum du nuage est inférieure à la température seuil. Si une cellule se forme à proximité d'une cellule déjà formée, le modèle ne détectera qu'une seule cellule. Les erreurs sont alors très importantes sur la température moyenne de la cellule ou sur l'estimation de sa surface. Pour palier ce problème, une variation de la température seuil est imposée après détection d'une cellule. De cette façon, le suivi d'une cellule se fait à des altitudes de plus en plus hautes et les nouvelles cellules se formant à proximité n'ont plus d'impact sur la cellule déjà détectée. Morel et Senesi (2002) ont montré que le suivi est correct tant que la température seuil est comprise entre -30°C et -55°C. Ces performances semblent satisfaisantes pour le suivi des MCS dont la surface est supérieure à 10000 km² et permet une description complète de la trajectoire tout au long de la vie du MCS de sa phase de développement à la phase de dissipation.

Pour chaque cellule, cette méthode permet de déterminer la position du centre, des paramètres morphologiques tels que la surface, et des caractéristiques radiatives comme le gradient de température moyenne ainsi que la température minimum. Les différentes phases du MCS, initiation, maturité et dissipation, sont respectivement représentées sur les images satellites de la Figure 4.37. Lorsque la représentation de la cellule est entourée de rouge elle est en phase de développement, et quand elle est entourée de bleu elle est en phase de dissipation. La ligne jaune représente la trajectoire de la cellule tout au long de son existence. Du fait de la résolution temporelle limitée de méteosat (30 minutes), la caractérisation des petites cellules est beaucoup moins précise.

On remarque que le MCS étudié se forme au nord-est de Niamey (13.8°N 3.25°E) à 15:00 UTC le 1^{er} juillet (Figure 4.37a). Nous avons cherché à comprendre quel mécanisme pouvait être à l'origine du MCS. La localisation du MCS nous permet d'éliminer plusieurs causes d'initiation telles que le passage d'un relief, la convergence associée à une brise, ou un mécanisme barocline. Aucun site de mesures au sol n'étant installé dans cette zone, les observations de paramètres thermodynamiques permettant de déterminer les causes de la formation du MCS ne sont pas disponibles. Un exercice de simulation, en revanche, peut nous aider à en comprendre l'origine (voir Chapitre 5).

A 17:00 UTC, le MCS est en phase de développement et reste quasi immobile, on remarque alors la naissance de plusieurs petites cellules dans la même région (Figure 4.37b). A 19:00 UTC, le MCS a commencé à se déplacer vers la zone d'échantillonnage et il entre en phase de décroissance (Figure 4.37c). Deux heures plus tard (Figure 4.37d), le MCS étudié croise la trajectoire d'une petite cellule récupérant ainsi de l'énergie convective et se retrouve de nouveau dans une phase de croissance. A 23:00 UTC (Figure 4.37e), deux MCS se rapprochent de la zone Niamey–Banizoumbou et, à 01:00 UTC (Figure 4.37f), le premier MCS -après être passé sur Banizoumbou- se déplace vers le nord tandis que le second se trouve juste au dessus de Banizoumbou en phase de dissipation. A 06:30 UTC le 2 juillet 2006 (Figure 4.37g), le premier système convectif vient de fusionner avec une autre cellule créée au nord de Niamey. Cette nouvelle cellule se trouve au-dessus de la frontière Niger/Burkina-Faso au nord-est de Niamey. Le deuxième MCS s'est dissipé un quart d'heure plus tôt au-dessus de Banizoumbou. A 16:30 UTC (Figure 4.37h), le MCS se dissipe à la frontière du Mali/Burkina-Faso, 24 heures après la formation de la première cellule.

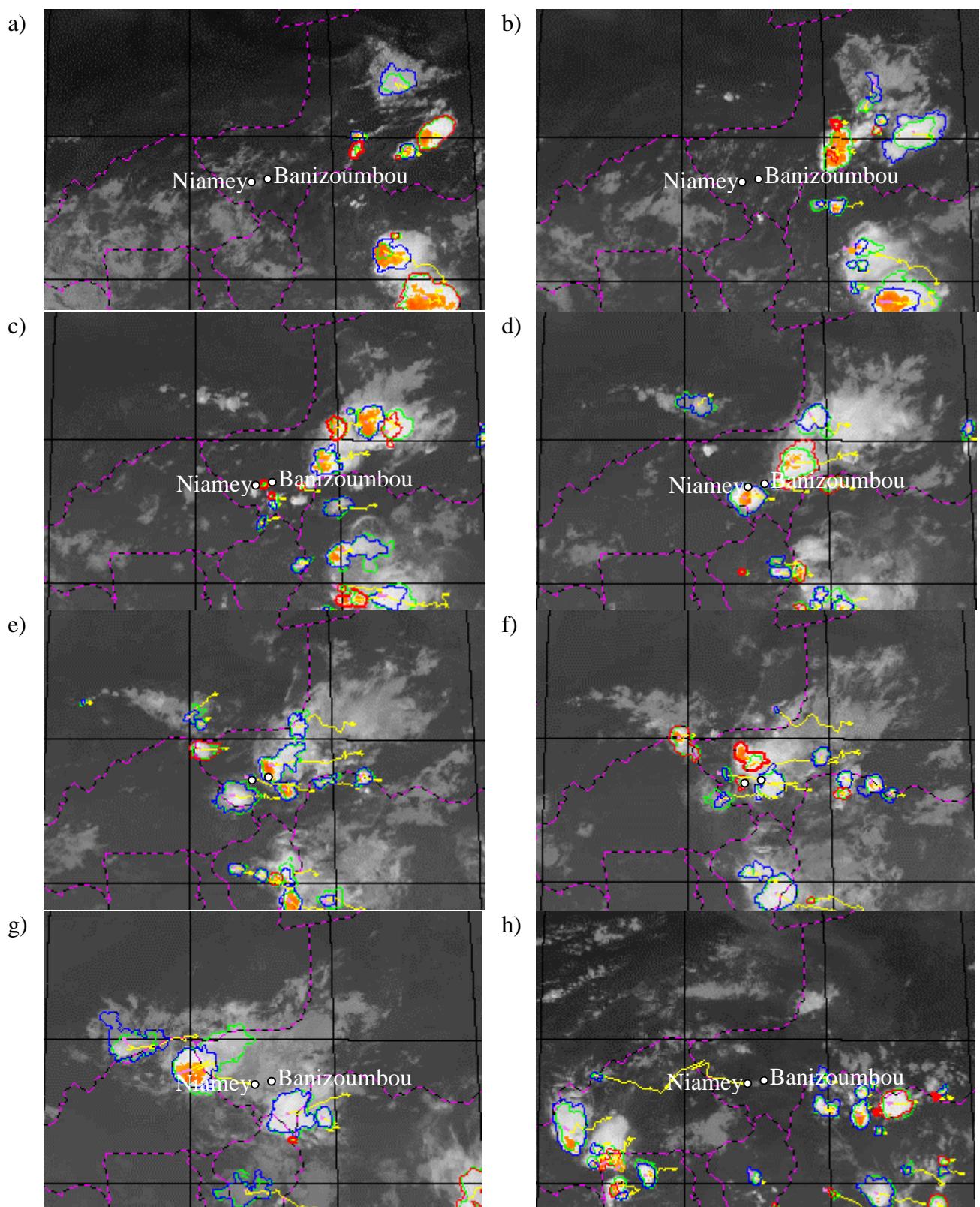


Figure 4.37 : Evolution du MCS le 1^{er} juillet 2006 à 15:00 UTC (a), 17:00 UTC (b), 19:00 UTC (c), 21:00 UTC (d), 23:00 UTC (e) et le 2 juillet à 01:00 UTC (f), à 06:30 UTC (g) et à 16:30 UTC (h).

4.1.2 Caractérisation des couches atmosphériques

Précédemment, nous avons vu que les deux flux principaux de la dynamique de la mousson africaine, le flux de mousson et l'Harmattan, entraînent une stratification de l'atmosphère en formant deux couches distinctes : la couche limite et la couche d'air Saharien. Ces deux couches ont des propriétés thermodynamiques différentes. La SAL se caractérise par une humidité très faible et une température assez élevée et la couche limite par une humidité plus importante. La hauteur de la couche limite peut être identifiée à partir des variables thermodynamiques (température et température de point de rosée), généralement elle est caractérisée par une diminution importante de la température de rosée et une inversion de la température. La SAL se trouvant au-dessus de la couche limite, la limite basse de la SAL est associée au plafond de la couche limite.

4.1.2.1. Radiosondage du 1^{er} juillet 2006

La Figure 4.38 représente la température du point de rosée et la température, respectivement en bleu et cyan, mesurées lors du sondage de l'ATR-42, le 1^{er} juillet 2006, entre 11:38 et 12:04 UTC. Les vents à ces niveaux sont indiqués à l'aide de flèches sur le bord droit de l'émagramme. L'orientation de la barbule donne la direction du vent comme s'il était pointé sur une carte horizontale.

Le flux de mousson se situant dans les basses couches (sud-ouest) et l'Harmattan dans les couches supérieures (nord-est), la direction du vent est modifiée au niveau de l'inversion. Sur la Figure 4.38, il apparaît donc que la hauteur de la couche limite est localisée à environ 850hPa. Au-dessus de la couche limite, l'évolution de la température est caractéristique de la SAL dans laquelle plusieurs couches plus ou moins sèches apparaissent : entre 850hPa et 780hPa, où la température du point de rosée est relativement constante, puis entre 780hPa et 630hPa, où la température du point de rosée oscille entre 14°C et 18°C.

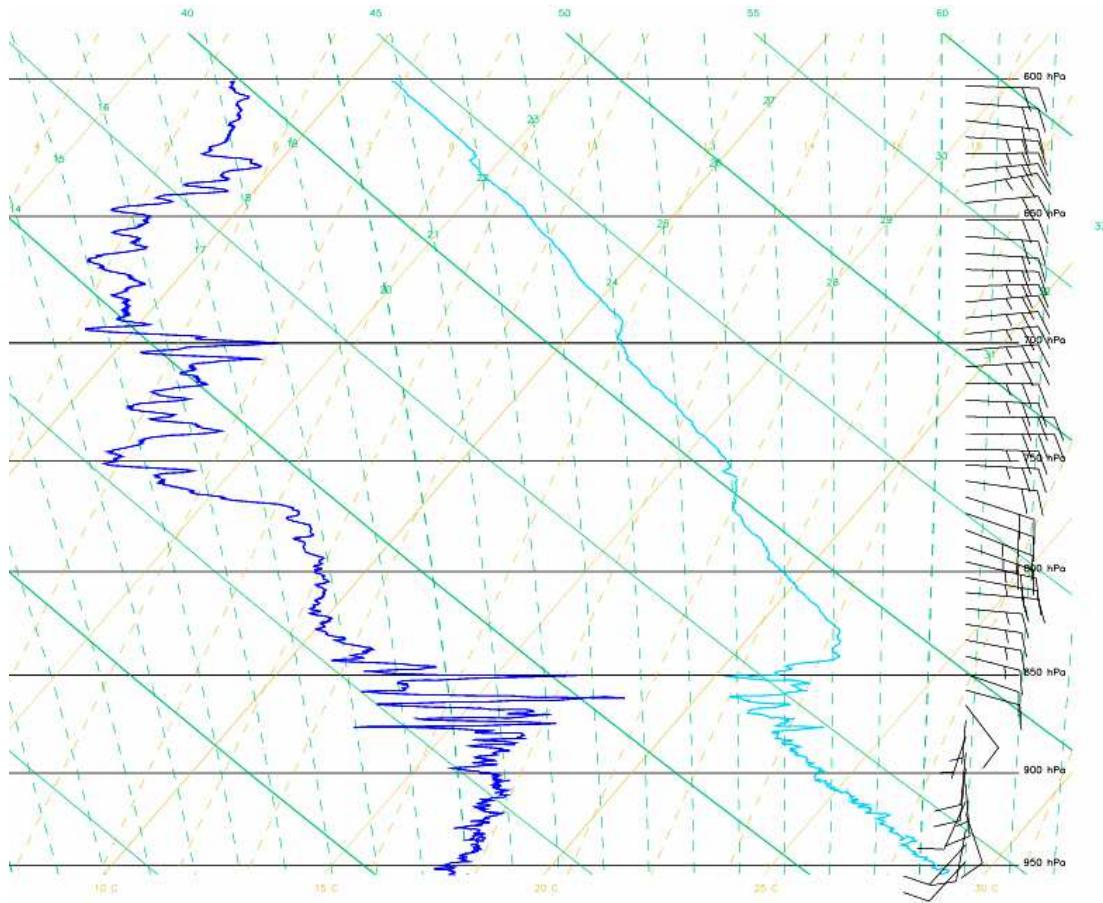


Figure 4.38 : Sondage effectué lors du vol de l'ATR-42 le 1^{er} juillet 2006 entre 11:38 et 12:04 UTC. La courbe bleu foncé représente la température du point de rosée (°C) et la courbe cyan représente la température (°C). La force et la direction du vent sont indiquées par les barbules à droite du radiosondage. Source : Météo-France Aïdagraph.

4.1.2.2. Radiosondage du 2 juillet 2006

Comparativement à la Figure 4.38, la Figure 4.39 montre la température du point de rosée et la température (resp. bleu et cyan) mesurées après le passage du MCS lors du sondage de l'ATR-42, le 2 juillet 2006, entre 11:52 et 12:27 UTC. La hauteur de la couche limite peut être estimée à 920hPa. De même que précédemment, l'évolution de la température au-dessus de la couche limite caractérise la couche d'air Saharien (SAL). Dans cette couche, on peut noter que le passage du MCS entraîne une stratification de l'atmosphère totalement différente, d'un point de vue thermodynamique. En effet, l'humidité est plus importante dans SAL après le passage du MCS. Une couche plus sèche se distingue entre 640hPa et 580hPa. La vitesse du vent dans cette couche est supérieure à 30 m.s^{-1} , laissant supposer que les masses d'air créant cette couche suivent le jet d'est africain (AEJ).

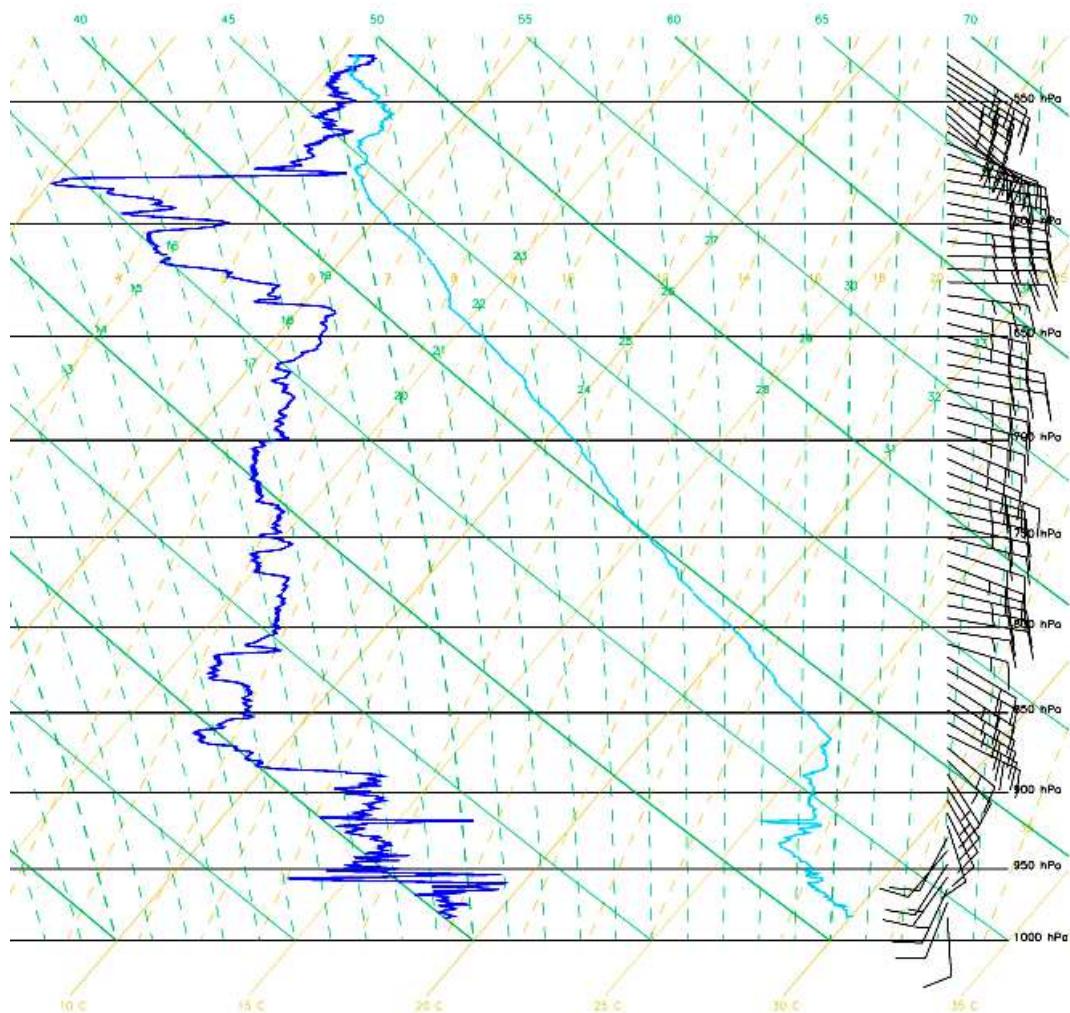


Figure 4.39 : Sondage effectué lors du vol de l'ATR-42 le 2 juillet 2006 entre 11:52 et 12:27 UTC. La courbe bleu foncé représente la température du point de rosée ($^{\circ}\text{C}$) et la courbe cyan représente la température ($^{\circ}\text{C}$). La force et la direction du vent sont données par les barbules à droite du radiosondage. Source : Météo-France Aidagraph.

4.1.3 Caractérisations des particules d'aérosols

Il s'agit ici de décrire les propriétés de l'aérosol avant et après le passage du MCS. Tout d'abord, nous décrirons la distribution verticale des particules d'aérosol, puis ses propriétés hygroscopiques. La capacité hygroscopique des aérosols dépendant principalement de leur taille et de leur composition chimique (Théorie de Köhler, chapitre 2), le spectre granulométrique des aérosols et ses propriétés chimiques seront présentés par la suite. Enfin, des informations sur l'état de mélange des particules seront obtenues à partir des données de thermo-désorption.

A partir des variables thermodynamiques (température et humidité) mesurées lors du sondage, la hauteur de la couche limite est déterminée. Dans la suite de cette étude, la couleur rouge (respectivement bleue) est associée aux données avant (après) le passage du système convectif. Des symboles différents sont affectés aux valeurs des différentes couches. Les symboles vides correspondent aux valeurs mesurées dans la couche limite tandis que les symboles pleins représentent les données dans les couches supérieures. Les barres verticales illustrent la variabilité des valeurs ($\pm 1\sigma$) autour de la moyenne.

4.1.3.1. Profil vertical des aérosols

La Figure 4.40 représente la concentration totale des particules mesurée à bord de l'ATR-42 en fonction de l'altitude et moyennée sur 100 mètres. On observe, avant (pré) et après (post) le passage du MCS, une forte diminution de la concentration en fonction de l'altitude. Ce gradient vertical est particulièrement bien marqué au niveau de la couche d'inversion, après le passage du MCS. Toutes les mesures effectuées durant la campagne AMMA mettent en évidence une décroissance de la concentration totale des particules, plus ou moins marquée en fonction de l'avancement de la mousson.

Le 1^{er} juillet, avant le passage du MCS, la concentration totale des particules est en moyenne de 1800 cm^{-3} dans la couche limite. Dans les couches supérieures, on observe deux couches : entre 1200 m et 3200 m où la concentration totale est comprise entre 1300 cm^{-3} et 500 cm^{-3} et au-dessus de 3200 m où elle est en moyenne de 500 cm^{-3} .

Le 2 juillet, après le passage du MCS, la concentration totale des particules est en moyenne de 2100 cm^{-3} dans la couche limite. La variabilité due à la proximité des sources d'aérosols est alors maximum. Entre 800 m et 1200 m, on peut noter la présence d'une couche limite « résiduelle » de la veille où la concentration est en moyenne de 2000 cm^{-3} , et au-dessus de 1200 m la concentration des particules chute jusqu'à 500 cm^{-3} . Le passage du MCS est donc associé à une diminution de la concentration en particules de l'ordre de **60%** entre **1200 m et 2900 m**.

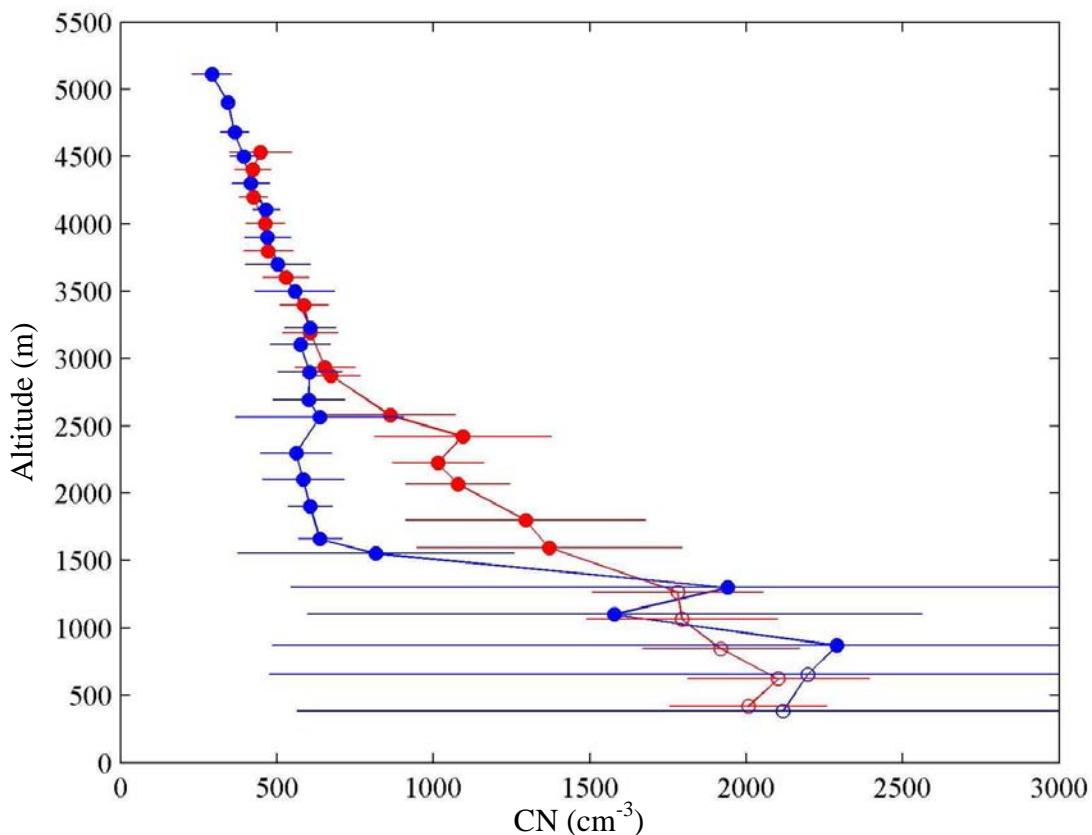


Figure 4.40: Concentration moyenne des aérosols (CN en cm^{-3}) en fonction de l'altitude (m). Les étoiles représentent les données acquises dans la couche limite, tandis que les points représentent les données acquises dans la couche d'air Saharien. La dispersion des mesures est indiquée par les barres horizontales et est calculée à partir de l'écart type des données moyennées. Les barres horizontales cumulent la variabilité de la mesure ($\pm 1\sigma$) et l'erreur instrumentale.

Le profil vertical de la concentration des particules, dont le diamètre est supérieur à 300 nm (Figure 4.41) bien que différent du profil vertical de la concentration totale, montre une évolution similaire en fonction du temps. **Avant le passage du MCS**, la concentration est en moyenne de 120 cm^{-3} dans la couche limite. Entre 1300 m et 3500 m, elle est en moyenne de 140 cm^{-3} et au-dessus de 3500 m la concentration chute jusqu'à 100 cm^{-3} .

Après le passage du MCS, la variabilité de la concentration des grosses particules ($D_p > 300 \text{ nm}$) est très importante dans la couche limite due à la proximité des sources d'aérosols. Ces valeurs sont alors en moyenne de l'ordre de 150 cm^{-3} . Dans les couches supérieures, on distingue de nouveau deux couches en terme de concentration des grosses particules : entre 1500 m et 3000 m où elle est faible (100 cm^{-3}) et au-dessus de 3500 m où la concentration diminue jusqu'à 60 cm^{-3} . En comparant les deux situations, on remarque que le passage du MCS est à nouveau associé à une diminution de la concentration des plus grosses particules ($D_p > 300 \text{ nm}$) de l'ordre de 30% entre **1600 m et 3000 m**, ainsi qu'à une augmentation dans la couche limite de l'ordre de 20%.

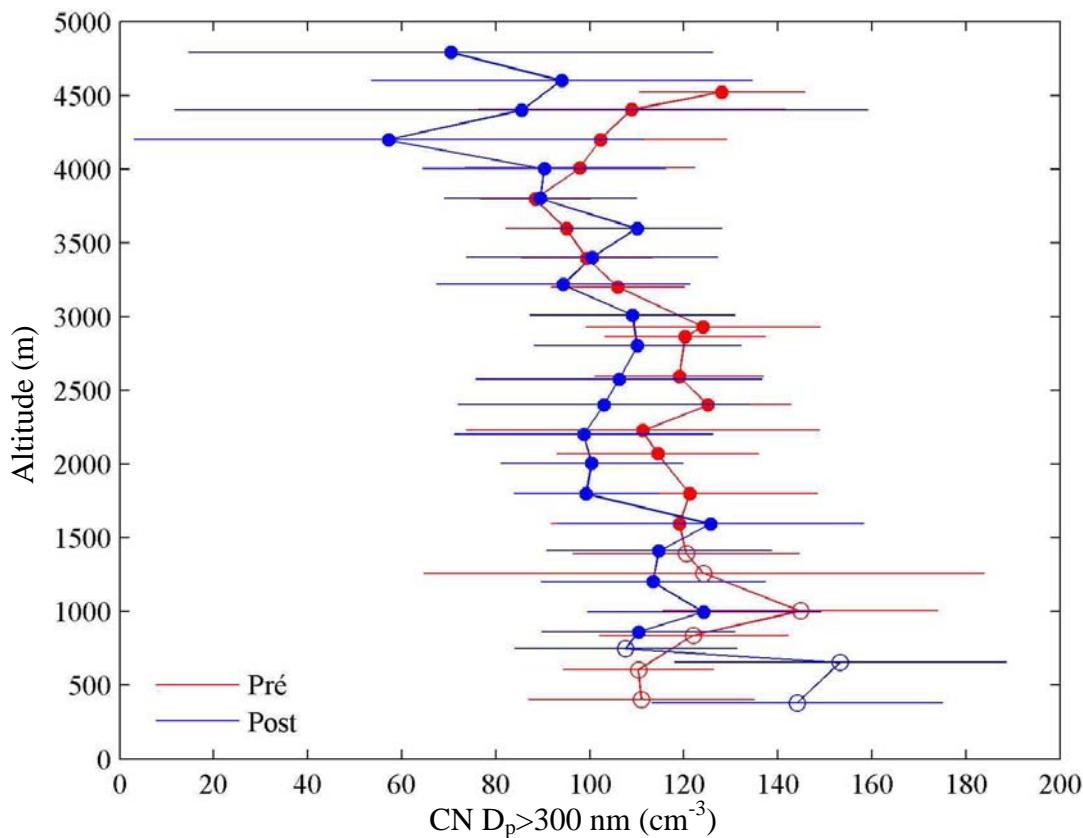


Figure 4.41 : Concentrations des particules dont le diamètre est supérieur à $0.3\mu\text{m}$ en fonction de l'altitude. En rouge les données avant le passage du MCS en bleu après le passage du MCS. Les barres horizontales cumulent la variabilité de la mesure ($\pm 1\sigma$) et l'erreur instrumentale.

Si on examine le profil vertical du rapport de la concentration des plus grosses particules sur la concentration totale des particules (Figure 4.42), on voit nettement que ce rapport augmente en fonction de l'altitude, avant et après le passage du MCS. L'augmentation de ce rapport est essentiellement due à une diminution de la concentration des particules les plus fines. En effet, on vient de montrer que la diminution de la concentration des plus grosses particules est moins prononcée. La quantité relative des particules les plus grosses est donc plus importante dans la SAL que dans la couche limite, en accord avec les résultats de Karyampudi *et al.* (1999) prouvant la présence de poussières désertiques en proportion plus importante dans la SAL associée à une visibilité réduite.

Avant le passage du MCS, le rapport augmente régulièrement en fonction de l'altitude. A 500 m, ce rapport est minimum (5%) et la valeur maximale (23%) est atteinte à 4300 m.

Après le passage du système convectif, dans la couche limite, ce rapport est en moyenne de 8%. L'évolution régulière de ce rapport est rompue vers 1500 m, où il augmente jusqu'à 20%. A cette altitude les couches sont moins concentrées, en accord avec les analyses des Figure 4.40 et Figure 4.41. Ainsi, par rapport à la situation avant le passage du MCS, la proportion de grosses particules ($D_p > 300 \text{ nm}$) augmente entre **1500 m et 2800 m**. Au-dessus de 2800 m, les valeurs du rapport sont en moyenne égales à 20%, mais la variabilité du rapport est alors maximum. Il est donc très difficile de conclure sur une stratification possible. Le passage du MCS semble donc augmenter la proportion de grosses particules légèrement dans la couche limite et plus sensiblement entre **1500 m et 2800 m**.

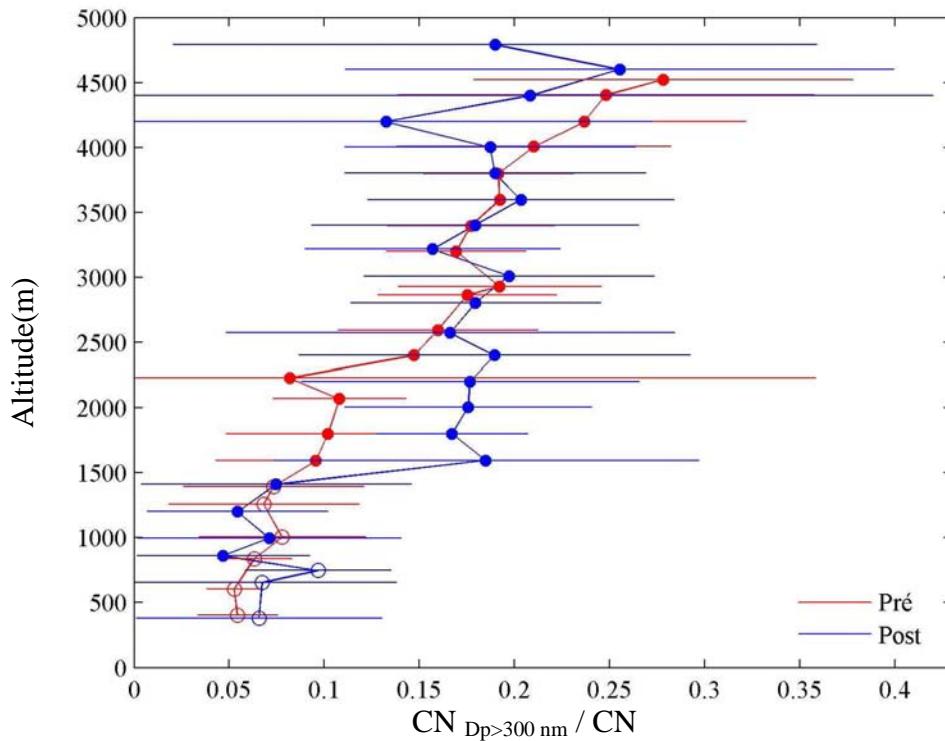


Figure 4.42 : Rapport de la concentration des particules dont le diamètre est supérieur à $0.3\mu\text{m}$ sur la concentration totale des particules. Rouge = avant le MCS, Bleu = après le MCS. Les barres horizontales cumulent la variabilité de la mesure ($\pm 1\sigma$) et l'erreur instrumentale.

En résumé, l’analyse des caractéristiques physiques de l’aérosol nous a permis de mettre en évidence un gradient vertical important de la concentration totale des particules. La concentration totale des particules est beaucoup plus importante (facteur 3 ou plus) dans la couche limite que dans la SAL. Après le passage du MCS, on peut noter l’apparition d’une couche entre 1200 m et 2800 m, dans laquelle la concentration totale et la concentration de grosses particules diminuent respectivement de 60% et 30%. Le rapport de ces deux concentrations montre que cette même couche est caractérisée par une augmentation de la proportion de grosses particules ($D_p > 300 \text{ nm}$). Alors que dans la couche limite, la concentration totale des particules évolue peu, la concentration des grosses particules ($D_p > 300 \text{ nm}$) augmente de 20%.

4.1.3.2. Caractérisation des propriétés hygroscopiques de l’aérosol

Dans notre étude, les propriétés hygroscopiques de l’aérosol sont d’abord estimées à partir des concentrations de CCN mesurées. Le profil vertical de la concentration totale des particules, moyennée sur le pas de temps de la mesure de CCN (d’environ 30 secondes), est représenté en Figure 4.43a pour rappel. La Figure 4.43b représente la concentration de CCN à une sursaturation de 0.6% (notée $\text{CCN}_{0.6}$ par la suite) en fonction de l’altitude avant et après le passage du MCS. Avant le passage du MCS, la concentration de $\text{CCN}_{0.6}$ décroît régulièrement en fonction de l’altitude. Dans la couche limite, elle est comprise entre 350 et 450 cm^{-3} , et dans la SAL elle est toujours inférieure à 180 cm^{-3} .

Après le passage du MCS, deux couches aux propriétés hygroscopiques différentes se dessinent. **Sous 1500 m**, la concentration de $\text{CCN}_{0.6}$ diminue en fonction de l’altitude et est en

moyenne de 300 cm^{-3} , **au-dessus de 1500 m** la concentration de $\text{CCN}_{0.6}$ est relativement constante en fonction de l'altitude ($\sim 200 \text{ cm}^{-3}$). De nouveau, la couche d'air comprise entre 1500 m et 3000 m se distingue par une évolution des propriétés physico-chimiques évoluant après le passage du MCS. En effet, dans cette couche d'air comprise entre 1500 m et 2900 m, les concentrations de particules et de CCN évoluent significativement avant et après le passage du MCS. Par la suite, cette couche d'air sera qualifiée de **couche intermédiaire**. Avant le passage du MCS, la quantité de grosses particules étant relativement importante dans cette couche, celle-ci peut donc être assimilée à une sous-couche de la SAL.

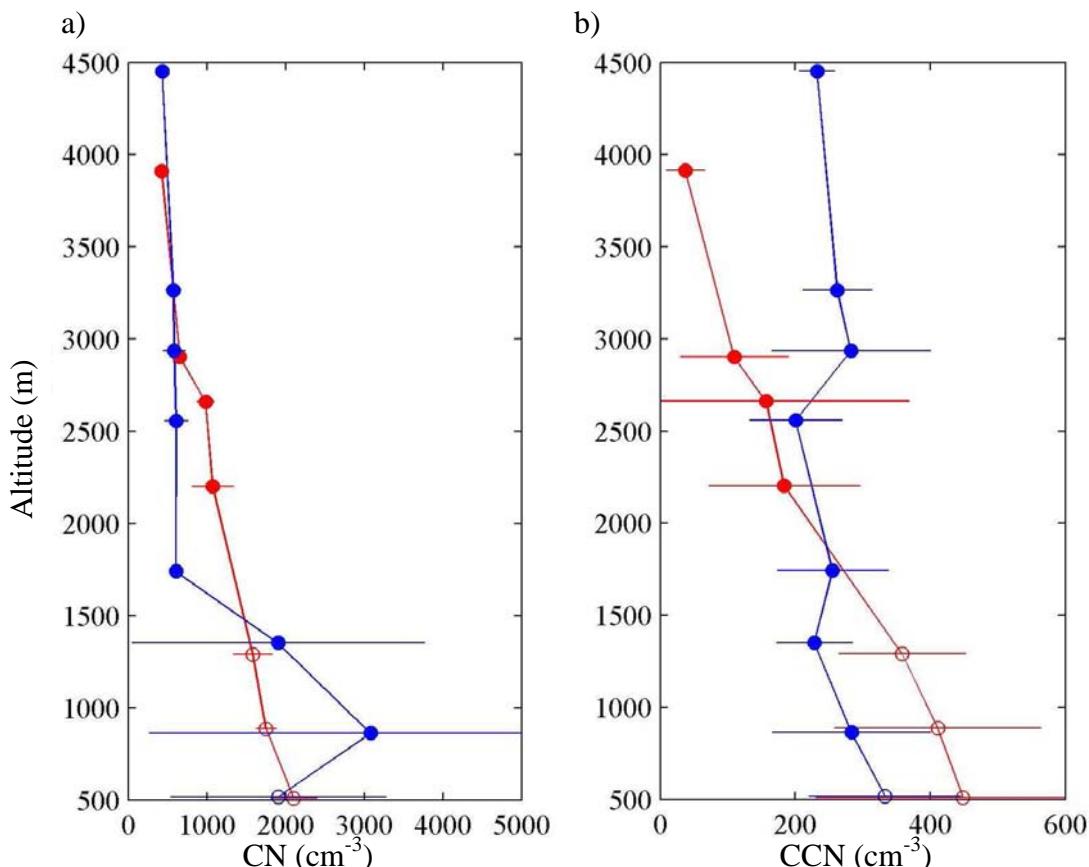


Figure 4.43 : a) Concentration totale des particules moyennée sur le pas de temps de la mesure de CCN en fonction de l'altitude et b) Concentration de CCN en fonction de l'altitude. Les barres horizontales cumulent la variabilité de la mesure ($\pm 1\sigma$) et l'erreur instrumentale.

L'étude du rapport de la concentration de CCN sur celle de CN permet de comprendre comment évolue la capacité hygroscopique de l'aérosol. La Figure 4.44 montre l'évolution du rapport $\text{CCN}_{0.6}/\text{CN}$ en fonction de l'altitude. Avant le passage du MCS, le rapport $\text{CCN}_{0.6}/\text{CN}$, dans la couche limite, évolue très peu et est en moyenne égal à 20%. Dans la SAL, ce rapport est compris entre 10% et 20%.

Après le passage du MCS, la valeur du rapport $\text{CCN}_{0.6}/\text{CN}$ est égale à 20% dans la couche limite. On peut noter que la valeur minimum de ce rapport est de 12% à 900 m. Au-dessus de **1500 m** dans la couche intermédiaire, ce rapport croît avec l'altitude de 30% à 60% indiquant qu'après le passage du MCS la capacité hygroscopique de l'aérosol a fortement augmenté. Même si ce rapport, soumis aux variations de la concentration de CN décrites ci-dessus et aux variations de la concentration de CCN, est assez bruité, nous pouvons déduire, à partir de la

Figure 4.43, que l'augmentation du rapport $\text{CCN}_{0.6}/\text{CN}$ n'est pas qu'une conséquence de la diminution de la concentration totale en particules. En effet, son évolution prend largement en compte l'enrichissement des couches supérieures en CCN.

La capacité des aérosols à se comporter comme de bons ou de mauvais CCN dépendant de deux caractéristiques majeures, leur **taille** et leur **composition chimique**, les sections suivantes sont donc dédiées à l'analyse des propriétés physiques et chimiques des aérosols échantillonnés.

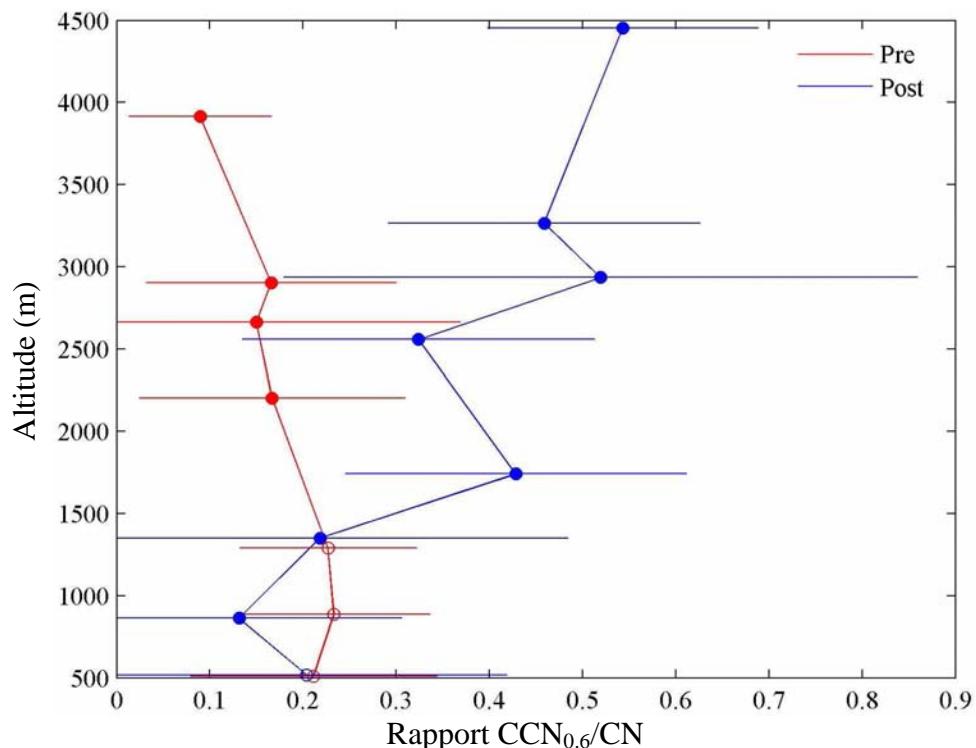


Figure 4.44 : Rapport de CCN sur CN à 0.6% de sursaturation en fonction de l'altitude.
La couleur rouge représente le vol avant le MCS tandis que la couleur bleue représente le vol après le passage du MCS. Les barres horizontales cumulent la variabilité de la mesure ($\pm 1\sigma$) et l'erreur instrumentale.

4.1.3.3. Caractérisation des spectres granulométrique des aérosols

Spectre granulométrique en nombre :

Le spectre granulométrique des particules d'aérosol permet de fournir, à partir de la combinaison du SMPS et de l'OPC, des informations sur la concentration par classe de diamètre des particules entre 10 nm et 2 μm . Les concentrations sont normalisées en dN/dlogDp et exprimées en cm^{-3} . Ces spectres granulométriques sont ensuite ajustés en utilisant des lois log-normales (Jaenickie, 1993). Les paramètres caractéristiques des différents modes de la distribution log-normale sont décrits dans le Tableau 4.11. Les distributions en nombre qui apparaissent tri-modales dans les deux couches sont représentées sur les Figure 4.45 a et b avant et après le passage du MCS pour chaque couche (couche limite et couche intermédiaire entre 1500 m et 2900 m). Le mode ultra-fin (< 100 nm) et le mode d'accumulation (< 300 nm) correspondent aux mesures du SMPS et le mode grossier (> 500 nm) correspond aux mesures de l'OPC.

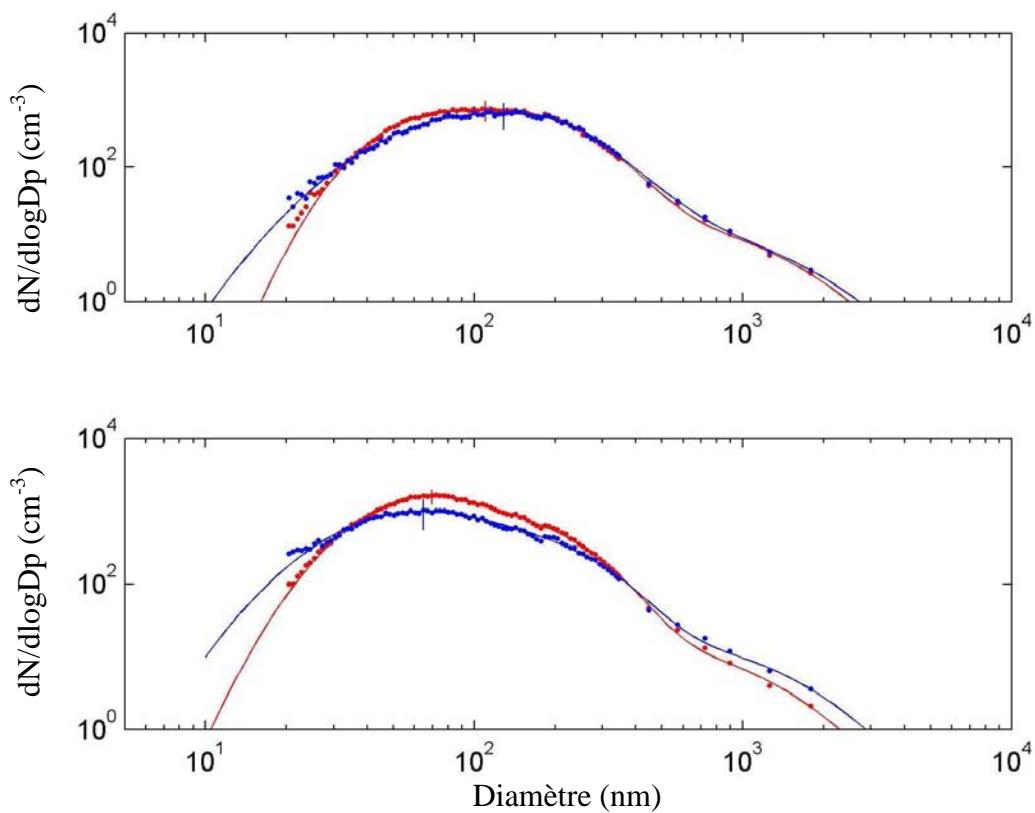


Figure 4.45 : Distribution granulométrique en nombre des aérosols a) dans la couche intermédiaire entre 1500 m et 2800 m et b) dans la couche limite. Les barres verticales cumulent la variabilité de la mesure ($\pm 1\sigma$) et l'erreur instrumentale et les points représentent les observations moyennées.

Dans la couche limite, les modes principaux de particules sont centrés sur 67.3 et 62.1 nm, respectivement avant et après le passage du MCS. On peut noter une augmentation de 22% du diamètre médian du mode grossier des particules. Dans la couche intermédiaire, les diamètres médians du mode principal de particules sont situés à 138 nm et 108.2 nm, avant et après le passage du MCS. Les modifications très faibles de ces diamètres médians ne sont pas significatives et relèvent plutôt des incertitudes de mesures.

Aucune modification significative du spectre granulométrique n'est observée dans la SAL après le passage du MCS. L'élévation du rapport CCN/CN ne peut donc pas être expliquée par une augmentation de la taille des particules d'aérosol. Il est donc essentiel de disposer d'informations sur la composition chimique de ces aérosols dans les deux couches.

Les différentes corrections appliquées aux valeurs du SMPS et de l'OPC peuvent engendrer des incertitudes non négligeables. Ces erreurs comprennent les erreurs de la mesure, la variabilité de la mesure ainsi que les erreurs dues à l'ajustement. Une étude de la variance de l'ensemble des spectres granulométriques mesurés dans chaque couche (Figure 4.47) permet de constater qu'elle est maximale pour le mode principal de particules (mode accumulation dans notre cas). Les barres verticales apparaissant sur les Figures 4.46 correspondent donc au maximum de la variabilité des mesures. À la variabilité de la mesure s'ajoute les erreurs introduites par l'ajustement par des lois log-normales. Ces incertitudes sont de l'ordre de 20%

pour la concentration et de l'ordre de 15% pour le diamètre médian et l'écart type de chaque mode de particules.

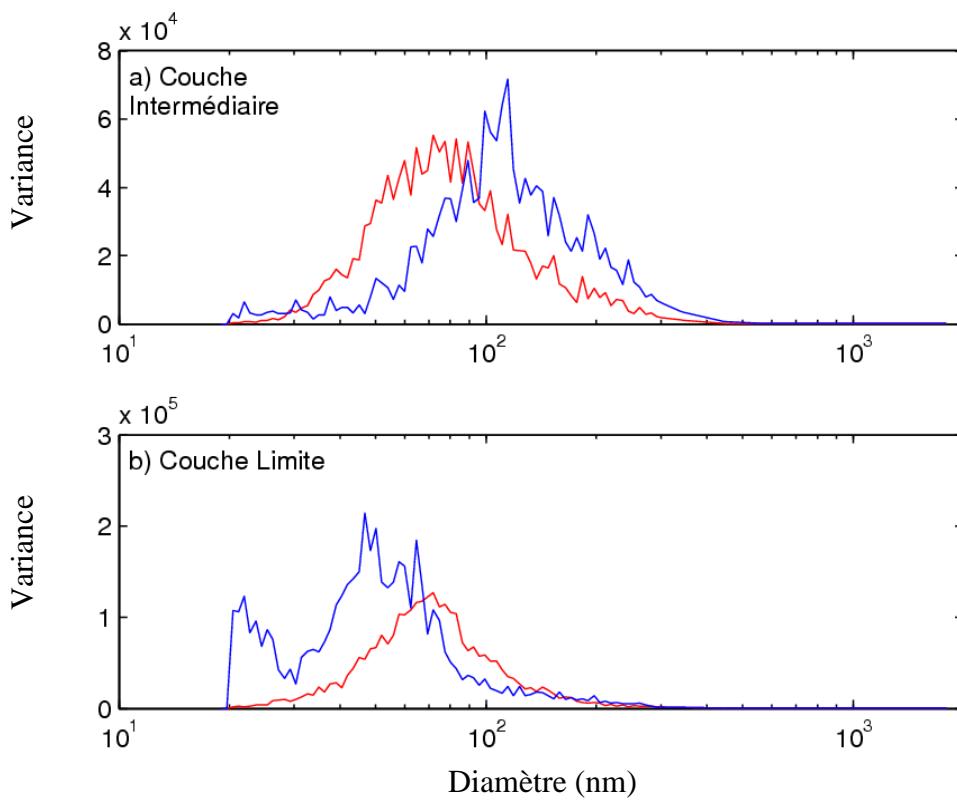


Figure 4.47 : Etude de la variance des mesures du SMPS et de l'OPC dans la couche intermédiaire (a) et dans la couche limite (b).

Tableau 4.11 : Paramètres caractéristiques des ajustements log-normales (en nombre) de la Figure 4.45.

<i>Avant le passage du MCS</i>	<i>Concentration (cm⁻³)</i>	<i>Diamètre médian (nm)</i>	<i>Ecart type (σ)</i>
<i>Couche limite</i>	Mode 1	822	1,63
	Mode 2	201	1,55
	Mode 3	8	2,00
<i>Couche intermédiaire</i>	Mode 1	161	1,49
	Mode 2	360	1,67
	Mode 3	9	2,00
<i>Après le passage du MCS</i>			
<i>Couche limite</i>	Mode 1	641	1,83
	Mode 2	117	1,61
	Mode 3	9	2,00
<i>Couche intermédiaire</i>	Mode 1	428	1,92
	Mode 2	42	1,35
	Mode 3	6	2,00

Spectres granulométriques en volume :

Les données du compteur de CCN sont des concentrations en nombre et les distributions granulométriques en volume ne permettent pas d'expliquer l'évolution de la capacité hygroscopique des aérosols. Cependant, les spectres granulométriques en volume permettent de mieux apprécier l'impact des poussières désertiques sur la distribution granulométrique de l'aérosol. Pour cela, les concentrations de particules en nombre ont été transformées en concentrations volumiques. Ainsi les concentrations sont normalisées en $dV/d\log D_p$ et exprimées en $\mu\text{m}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$. Les modes de particules principaux, en nombre, deviennent insignifiants sur les spectres granulométriques en volume.

A nouveau, on retrouve des distributions tri-modales dans les deux couches. Dans la couche limite, les diamètres médians des modes principaux de particules sont alors situés à 2.12 μm et 2.6 μm , avant et après le passage du MCS. La concentration du mode principal de particules augmente de 80% après le passage du MCS en accord avec les observations précédemment faites sur les Figure 4.41 et Figure 4.42. Il est donc évident que dans la couche limite, le passage du MCS est associé à un soulèvement de poussières désertiques augmentant la concentration des particules du mode grossier.

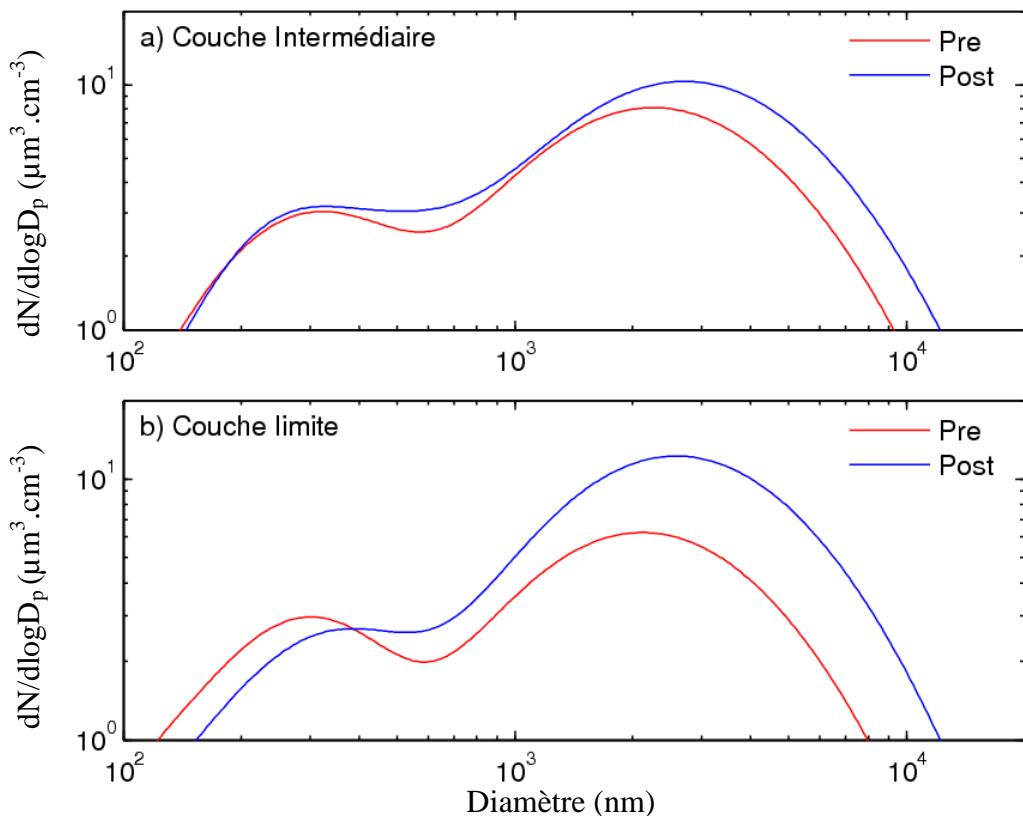


Figure 4.48: Distribution granulométrique en volume des aérosols a) dans la couche intermédiaire entre 1500 m et 2800 m et b) dans la couche limite.

Tableau 4.12 : Paramètres caractéristiques des ajustements log-normales (en masse) de la Figure 3.27.

<i>Avant le passage du MCS</i>	<i>Concentration ($\mu\text{m}^3.\text{cm}^{-3}$)</i>	<i>Diamètre médian (nm)</i>	<i>Ecart type (σ)</i>
<i>Couche limite</i>	<i>Mode 1</i>	0.4	136,6
	<i>Mode 2</i>	1.3	304,5
	<i>Mode 3</i>	5	2119
<i>Couche intermédiaire</i>	<i>Mode 1</i>	0,05	102,2
	<i>Mode 2</i>	1,6	304,7
	<i>Mode 3</i>	6,1	2258
<i>Après le passage du MCS</i>			
<i>Couche limite</i>	<i>Mode 1</i>	0,4	184,8
	<i>Mode 2</i>	1,1	365,3
	<i>Mode 3</i>	9	2589
<i>Couche intermédiaire</i>	<i>Mode 1</i>	2	385,4
	<i>Mode 2</i>	0,22	251,6
	<i>Mode 3</i>	7,8	2733

Dans la couche intermédiaire, les modes principaux de particules sont centrés sur 2.25 et 2.7 μm , avant et après le passage du MCS. L'augmentation des diamètres médians est relativement importante. Néanmoins, la concentration des modes principaux de particules évolue peu.

4.1.3.4. Caractérisation chimique des aérosols

Suite à un incident technique, aucun échantillon pour l'analyse par chromatographie ionique des éléments organiques ou inorganiques, n'a pu être prélevé dans l'avion lors des vols du 1^{er} et du 2 juillet 2006. L'analyse de la composition chimique se limite donc aux analyses individuelles par microscopie électronique des particules échantillonnées à l'aide de l'impacteur.

Les Figure 4.49 a et b représentent l'abondance relative, en nombre, de différents types d'aérosol du mode accumulation (2^{eme} étage de l'impacteur) en fonction de l'altitude, respectivement avant et après le passage du MCS. Un seul échantillon a été analysé pour le 1^{er} juillet 2006. L'analyse des autres échantillons est actuellement en cours. Ainsi, nous ne pourrons pas déterminer l'évolution de la composition chimique des aérosols dans la couche limite. Néanmoins, les informations recueillies nous permettent de déterminer l'évolution de la composition chimique dans la couche intermédiaire, après le passage du MCS.

Sur la Figure 4.49a, l'abondance relative des types d'aérosol est présentée à 2790 m. Sur cet échantillon 25 particules différentes ont été analysées. On peut remarquer une forte contribution (~ 48%) des poussières désertiques, dont la composition est riche en silicate. L'abondance relative est de 32% pour les aérosols de feu de biomasse, de 12% pour les aérosols sulfatés, de 4% pour les aérosols marins et de 4% pour les aérosols de nature indéterminée. A ce niveau d'altitude, le 1^{er} juillet, deux types d'aérosols prédominent (80% du nombre total de particules) : les poussières désertiques et les aérosols de feux de biomasse.

La Figure 4.49b montre l'abondance relative des différents types d'aérosols à 400, 2500 et 3090 m. Sur ces trois échantillons ont été analysées respectivement 30, 33 et 30 particules. A 400 m, dans la couche limite, la majorité des aérosols (47%) sont des poussières désertiques et seulement 13% sont des particules de feux de biomasse. Les aérosols sulfatés représentent 26% de la totalité des aérosols, la partie indéterminée 10%, les aérosols de carbone suie 4% et les sels marins sont indétectables.

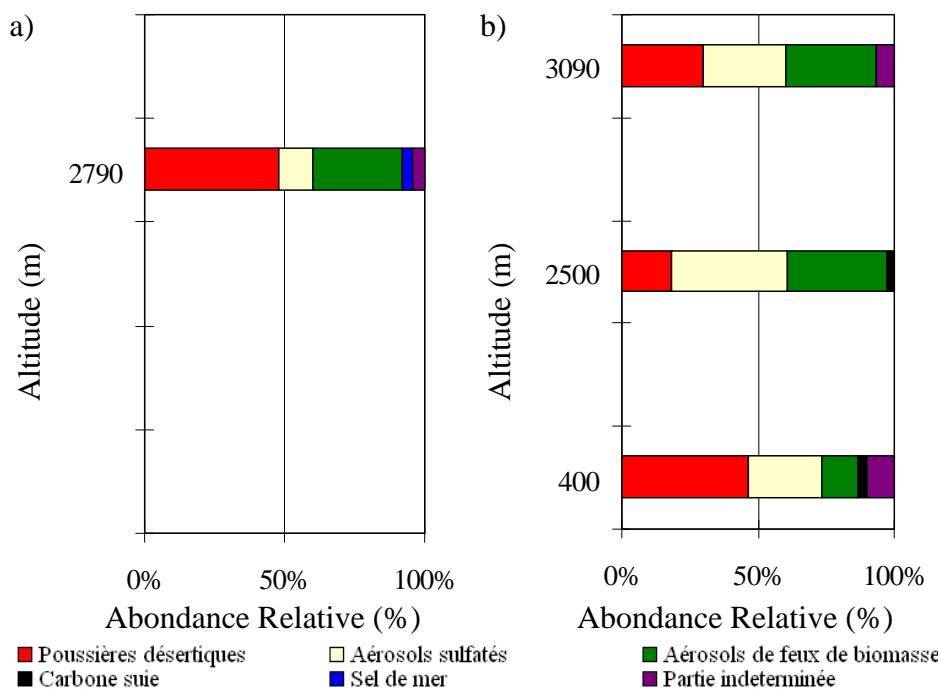


Figure 4.49 : Abondance relative des différents types d'aérosols en fonction de l'altitude (m) a) le 1^{er} juillet, avant le passage du MCS; b) le 2 juillet, après le passage du MCS.

Dans la couche intermédiaire, on observe une contribution plus importante des aérosols de feux de biomasse (36% à 2500 m et 31% à 3090 m) tandis que celle des poussières désertiques est moins importante (18% à 2500 m et 31% à 3090 m). L'abondance relative du sulfate augmente nettement dans cette couche (43% à 2493m et 31% à 3086m). La somme des aérosols de nature indéterminée et de carbone suie représente moins de 7% pour chaque échantillon.

En comparant les échantillons prélevés dans la gamme d'altitude comprise entre 2500 m et 3090 m (Figure 4.49a et Figure 4.49b), où la concentration totale des particules est similaire, les proportions de poussières désertiques et d'aérosols sulfatés sont très différentes avant et après le passage du MCS. Dans la couche intermédiaire, avant passage du MCS, les poussières désertiques sont majoritaires, tandis qu'après le passage du MCS, elles ne représentent plus qu'un tiers de l'aérosol. Dans le même temps, l'abondance relative des aérosols sulfatés est quadruplée. La quantité relative des autres types d'aérosols ne varie pas significativement après le passage du MCS.

L'analyse élémentaire par microscopie électronique permet également de déterminer l'état de mélange des particules. L'aérosol atmosphérique peut être considéré comme un mélange interne ou externe de particules. La Figure 4.50 représente la fréquence de détection, sur les poussières désertiques, d'espèces telles que le soufre (S) et le chlore (Cl) en fonction de

l'altitude, après le passage du MCS. Le soufre et le chlore sont en effet des espèces extrêmement solubles (*Levin et al., 1996 ; Trudi et al., 2007*). La fréquence de détection de ces espèces sur des particules minérales constitue un indicateur de modifications superficielles de ces particules (*Shi et al., 2007*) et donc de la présence éventuelle d'une pellicule de surface soluble. La Figure 4.50 indique que la fréquence de détection du soufre et du chlore est nulle dans la couche limite et qu'elle augmente avec l'altitude. Les poussières désertiques échantillonnées dans la couche limite sont donc des particules dont les propriétés de surface n'ont pas été modifiées par des éléments solubles. Par contre, dans la couche intermédiaire, la fréquence de détection du soufre est de 20% à 2500 m et de 33% à 3090 m, tandis que celle du chlore est plus faible 0% à 2500 m et 11% à 3090 m. Ces résultats prouvent que les poussières désertiques échantillonnées dans la couche intermédiaire, par nature plutôt insolubles, sont chimiquement modifiées par des éléments solubles.

Les analyses individuelles par microscopie électronique permettent de connaître la quantité de chaque élément présent sur une particule. Grâce à ces données nous avons pu déterminer que les poussières désertiques, chimiquement modifiées, contiennent en moyenne 2% de soufre et de chlore. *Roberts et al. (2002)* ont montré que l'ajout de quelque pourcent de matières solubles sur des particules peu hygroscopiques est de nature à augmenter significativement leur capacité à agir comme de bons CCN. La quantité de soufre et de chlore ajoutée à ces particules suffit donc à modifier leurs propriétés hygroscopiques.

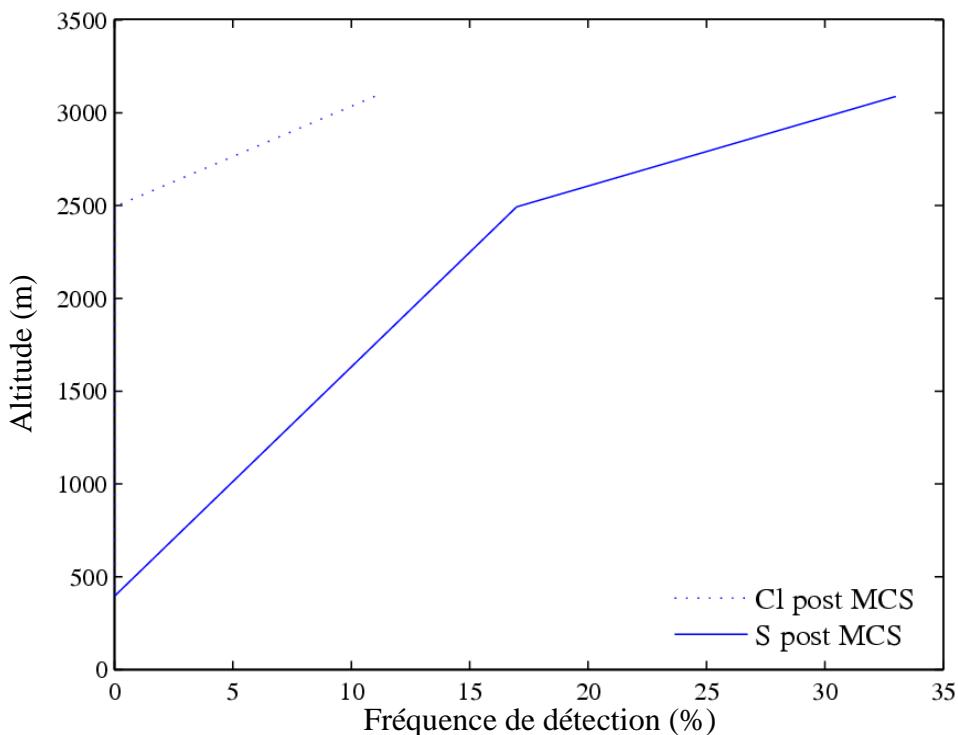


Figure 4.50 : Fréquence de détection de soufre (rouge) et de chlore (bleu) sur les poussières désertiques du mode accumulation en fonction de l'altitude. Les échantillons ont été prélevés le 2 juillet 2006.

La Figure 4.51 représente les images prises au microscope électronique à balayage sur les substrats en nitron utilisés à 2790 m et 3090 m respectivement, le 1^{er} et le 2 juillet 2006. Les particules apparaissant sur la Figure 4.51 sont celles qui constituent le mode grossier, collectées sur le 1^{er} étage de l'impacteur. On rappelle que la particularité de ce substrat est de capturer le nitrate, présent sur les particules, en le faisant cristalliser à sa surface. Avant le

passage du MCS (photo de gauche), les particules échantillonnées ne sont pas enrobées de nitrate. Après le passage du MCS (photo de droite), la majorité des particules est recouverte d'une pellicule de surface composée de nitrate.

Meng et Seinfeld (1994) ont prouvé, par des analyses en laboratoire, que la quantité d'éléments solubles déposée à la surface des particules est dépendante du processus qui génère cette pellicule de surface. Selon leurs conclusions, le processus le plus efficace, en terme de quantité d'éléments solubles, est le passage de la particule dans une phase aqueuse (nuage). Dans notre cas, la quantité de nitrate semble être relativement importante. Le processus de passage dans une phase nuageuse est donc une hypothèse probable pour expliquer la présence de cette pellicule de surface composée de nitrate.

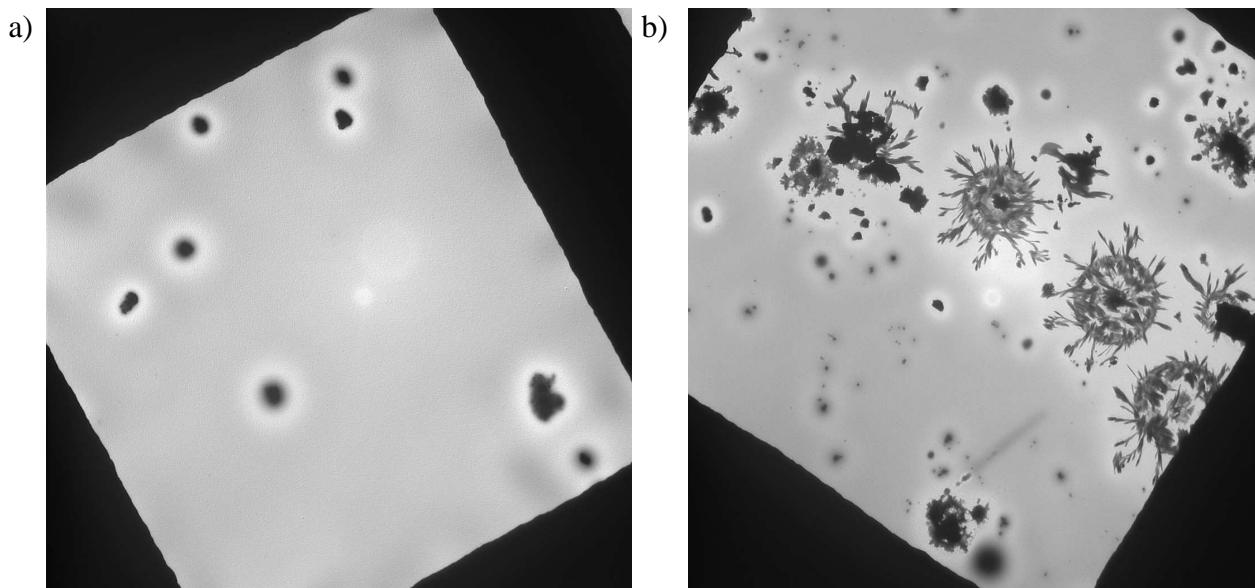


Figure 4.51 : Images prises au microscope électronique à balayage sur les substrats de l'impacteur pour les particules du mode grossier prélevées à 2790 m le 1^{er} juillet (à gauche) et à 3090 m le 2 juillet (à droite).

En résumé, les données de l'impacteur nous ont permis de décrire l'abondance relative des espèces en présence et l'état de surface des particules minérales en fonction de leur taille (mode d'accumulation et grossier). Dans les couches atmosphériques supérieures, on constate que la différence majeure après le passage du MCS est l'augmentation importante de l'abondance relative de sulfate dans les échantillons prélevés au détriment de la fraction minérale. Par contre, ce rapport d'abondance entre sulfates et poussières désertiques est inversé dans les basses couches.

L'analyse de la fréquence de détection d'éléments solubles (S et Cl) sur ces poussières désertiques ainsi que l'observation de l'état de surface des particules du mode grossier, avant et après le MCS, nous permet d'identifier les processus subit par ces particules. Dans la couche intermédiaire, les poussières désertiques, du mode accumulation, ont été chimiquement modifiées par du soufre et du nitrate, leur conférant un caractère plus hydrophile.

Par contre, dans la couche limite, les poussières désertiques n'ont pas été chimiquement modifiées par des éléments solubles. Ces particules garderaient donc leur caractère peu hydrophile. Ce résultat est en accord avec un soulèvement de poussières désertiques par le

MCS dans les basses couches. Afin de confirmer ces observations il est nécessaire de décrire l'état de mélange des aérosols, à partir des données de thermo-désorption.

4.1.4 Caractérisation de la volatilité des aérosols

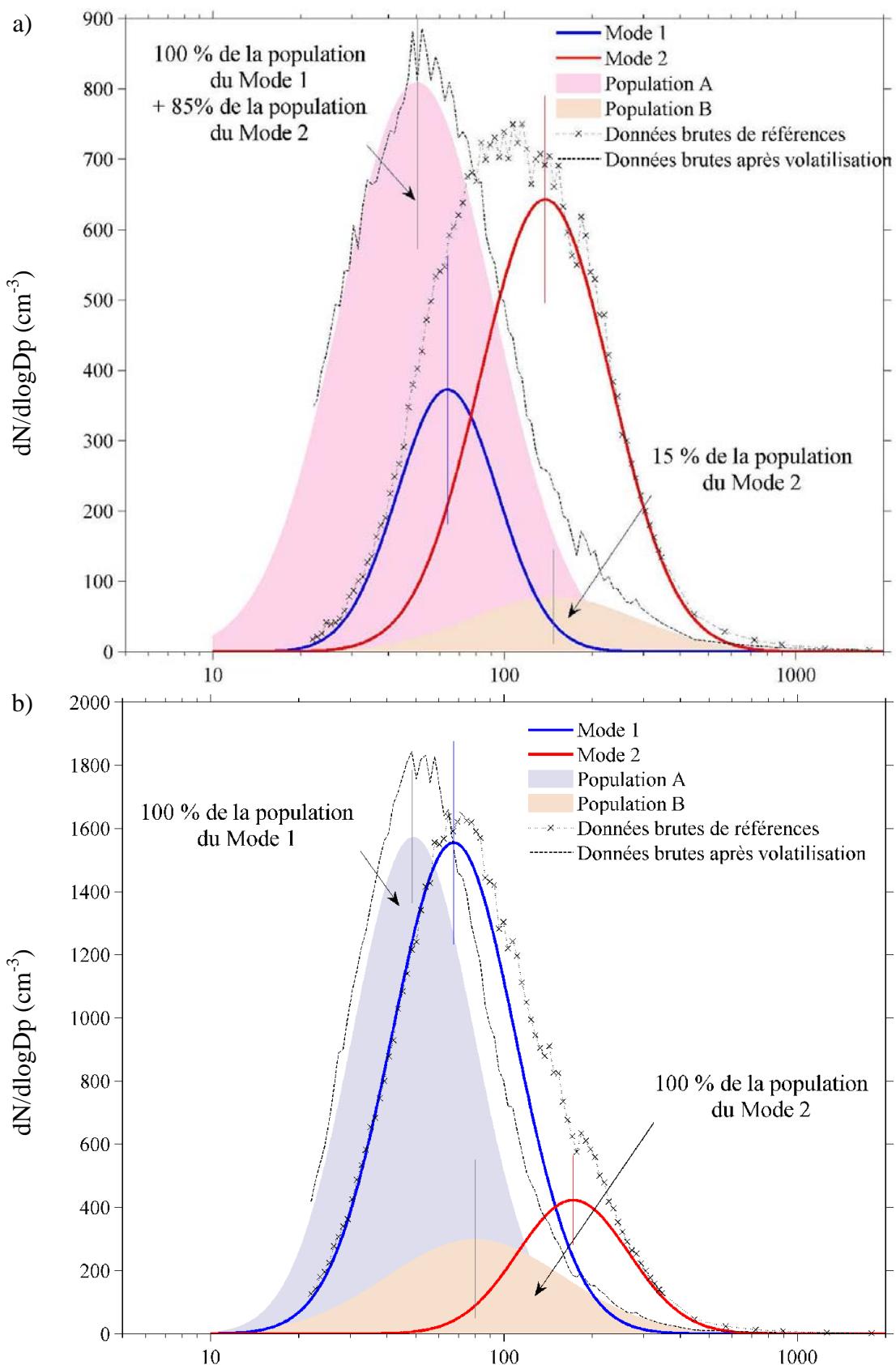
L'étude des propriétés volatiles de l'aérosol permet de déterminer l'état de mélange de chaque population de particules échantillonnées. Pour rappel, lorsque le spectre granulométrique des particules, après thermo-désorption, montre une évolution du diamètre d'un mode de particules sans toutefois modifier la concentration de ce mode de particules, alors le **mélange est dit interne** (particules contenant plusieurs espèces chimiques). Par contre, dès lors que la concentration de ce mode de particules est modifiée, le **mélange est dit externe** (une particule est constitué d'une seule espèce chimique).

La distribution granulométrique de référence des particules est répartie sur trois modes (section 4.1.3.3). La concentration de particules du mode grossier est très faible et ne peut donc avoir que peu d'influence sur le rapport CCN/CN. C'est pourquoi seuls les deux principaux modes de particules nommés Mode 1 et Mode 2 (tracés en bleue et rouge sur les Figure 4.52 et Figure 4.53) seront utilisés. Les données après thermo-désorption sont traitées de la même manière que les données de référence, c'est à dire moyennées pour chaque couche, normalisées et ajustées en utilisant des lois log-normales. Ces deux modes sont représentées sur les Figure 4.52 et Figure 4.53 par des zones colorées et sont nommées population A et population B.

4.1.4.1. Avant le passage du MCS

Les distributions granulométriques de référence et après thermo-désorption, dans les deux couches (couche limite et couche intermédiaire), avant le passage du MCS, sont représentées sur les Figure 4.52 a et b. Dans la couche limite (Figure 4.52b), les deux modes de particules (1 et 2) évoluent similairement après volatilisation des particules. Le diamètre médian des deux populations de particules diminue tandis que leurs concentrations respectives restent inchangées. Les aérosols présents dans cette couche se trouvent alors en **mélange interne**. Les aérosols se trouvant dans la couche limite ont été transportés dans le flux de mousson à grande échelle traversant divers types de masses d'airs (marines, polluées, biogéniques, panaches de feux de biomasse, ...). Ceci permet d'expliquer l'état de mélange interne de ces aérosols.

Dans la couche intermédiaire (Figure 4.52a), les populations des deux modes de particules (1 et 2) ont des concentrations plus proches les unes des autres que dans la couche limite et n'ont donc pas un impact négligeable l'une par rapport à l'autre. Après volatilisation de certaines particules, ces deux populations ne réagissent pas de la même manière. En effet, la population de particules du mode 2 se scinde en deux parties : 85% des particules forment la population A dont le diamètre médian est plus fin et 15% des particules forment la population B centrée sur le même diamètre médian. Ainsi les particules du mode 2 sont plutôt en **mélange externe**. La population de particules du mode 1 se trouve être dans la même gamme de diamètre que la population A. Il est difficile de déterminer si les particules sont modifiées ou non (réfractaires) par la thermo-désorption.



Diamètre (nm)

Figure 4.52 : Comparaison entre les distributions granulométriques de référence (trait plein resp. bleu et rouge, Tableau 4.11), et celles observées après volatilisation (zones colorées) le 1^{er} juillet 2006, avant le passage du MCS, dans la SAL (a) et dans la couche limite (b). Les deux modes principaux sont nommés Mode 1 et Mode 2.

4.1.4.2. Après le passage du MCS

La Figure 4.53 montre les distributions granulométriques de référence et après volatilisation des aérosols échantillonnés dans les deux couches (couche limite et couche intermédiaire) après le passage du MCS. Dans la couche limite (Figure 4.53b), la thermo-désorption n'a pas le même impact sur les deux modes de particules. En effet, les particules du mode 2 forment après volatilisation un mode de particules de même concentration mais de diamètre médian moindre (population B). Les **particules du mode 2** se trouvent en **mélange interne**. Par contre, les particules du mode 1 se divisent en deux groupes : 85 % des particules forment la population A de particules dont le diamètre médian est plus faible et 15 % des particules, réfractaires à la thermo-désorption, évoluent peu et se retrouvent incluses dans la population B des particules formées après volatilisation des particules du mode 2. Donc les **particules du mode 1** sont en **mélange externe** dont 15% des particules sont plutôt réfractaires à la température de volatilisation utilisée.

Précédemment, la présence de 13% d'aérosols de feux de biomasse et de 4% de carbone suie a été mise en évidence par l'analyse individuelle des particules. Le rapport de la quantité de potassium sur celle du soufre permet d'évaluer le temps de transport subit par les aérosols de feux de biomasse. Lorsque ce rapport est compris entre 0.4 et 2.3, la masse d'air chargée en aérosols de feux de biomasse est estimée être loin de la source (*Andreae et al., 1988 ; Artaxo et al., 1994 ; Pereira et al., 1996*). Dans notre cas ce rapport est en moyenne de 0.28 montrant que les aérosols de feux de biomasse échantillonnés sont plutôt fraîchement émis. En effet, ces aérosols, de même que les aérosols de carbone suie, sont par nature réfractaires à toute température de thermo-désorption. L'abondance de ces deux types d'aérosols (17%) peut donc expliquer la partie des particules du mode 1 insensible à la volatilisation.

Dans la couche intermédiaire (Figure 4.53a), les particules du mode 1 représentent 90% des aérosols présents dans cette couche, ainsi les particules du mode 2 auront un impact (en nombre) négligeable. La thermo-désorption a pour effet de diminuer le diamètre médian du mode 1 de particules sans en modifier la concentration, caractéristique d'un **mélange interne** de particules. Les particules du mode 2 réagissent à l'expérience de thermo-désorption par une disparition de particules de l'ordre de 34% tandis que la majorité (66%) forme la population B de particules centrée sur le même diamètre médian. La population B est donc en **mélange externe**.

Le passage du MCS est ainsi associé à une modification de l'état de mélange des particules dans la couche intermédiaire. Le mélange de particules du mode principal qui était partiellement externe avant le passage du MCS évolue vers un mélange totalement interne après le passage du MCS. Cette constatation est en accord avec la présence d'une pellicule de surface composée de nitrate, sulfate et/ou chlore qui sont des espèces volatiles (Chapitre 3 tableau 3.1).

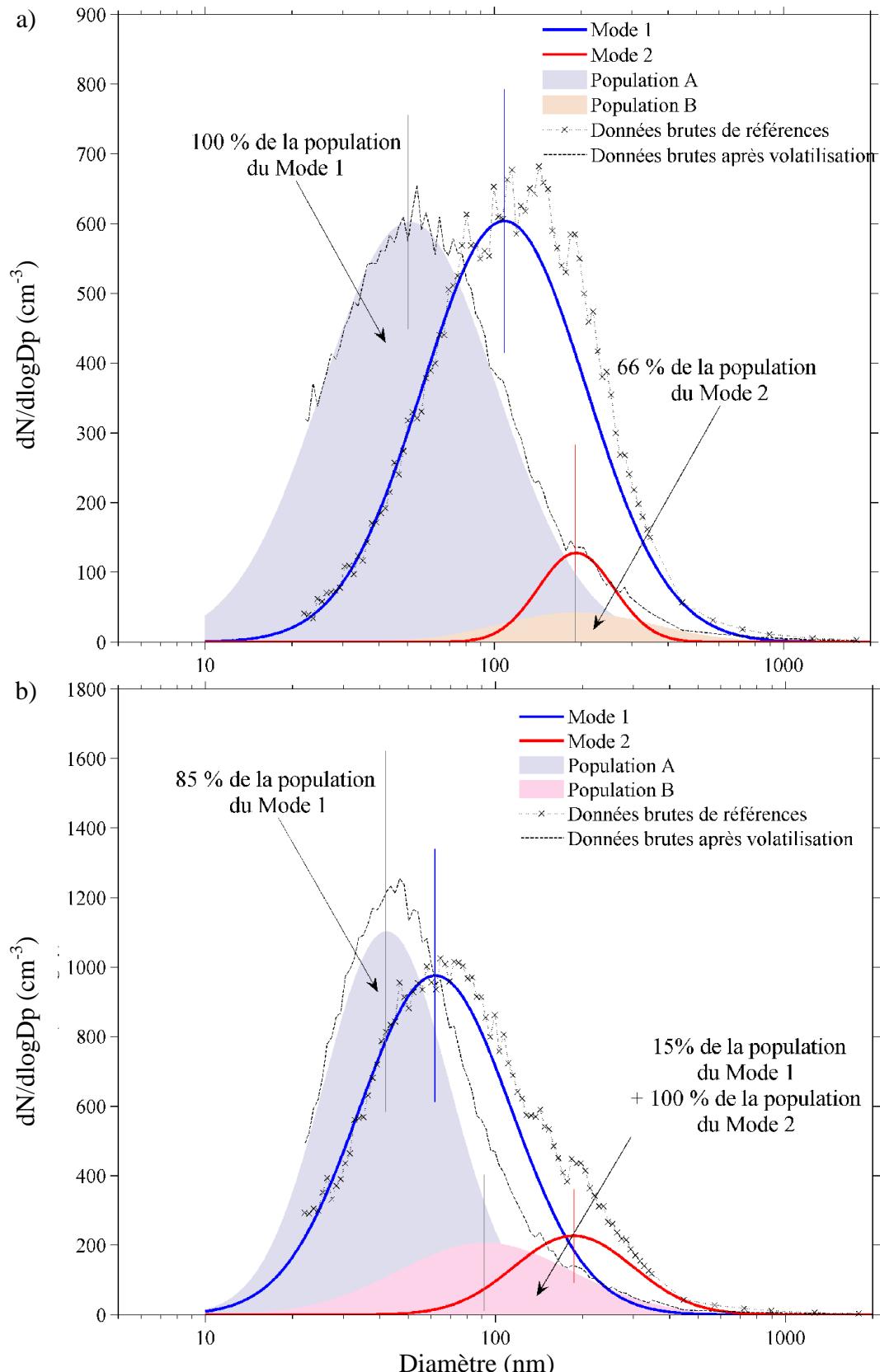


Figure 4.53 : Comparaison entre les distributions granulométriques de référence (trait plein resp. bleu et rouge, Tableau 4.11), et celles observées après volatilisation (zones colorées) le 2 juillet 2006, après le passage du MCS, dans la SAL (a) et dans la couche limite (b). Les deux modes principaux sont nommés Mode 1 et Mode 2.

En résumé, l'étude des propriétés volatiles des aérosols permet de déterminer l'évolution de l'état de mélange des populations de particules. Les deux couches peuvent clairement être distinguées dans cette étude. En effet, les aérosols dans la couche limite, en majorité chimiquement modifiés par le transport à grande échelle depuis le golfe de Guinée, sont en mélange interne. Les aérosols contenus dans la couche intermédiaire ne subissant pas de modification chimique lors de leur transport à grande échelle (masses d'air sèches et homogènes) sont donc plutôt en mélange externe. Après le passage du MCS, la population de particules formant le mode principal de la distribution est en mélange interne dans les deux couches.

4.1.5 Bilan des observations

L'étude des propriétés physiques et chimiques des aérosols collectés lors des missions effectuées les 1^{er} et 2 juillet a permis de mettre en évidence des différences significatives entre les deux couches échantillonnées (couche limite et couche intermédiaire entre 1500 m et 2900 m) avant et après le passage du MCS.

Dans la couche limite, on observe une augmentation de la concentration de grosses particules ($D_p > 300 \text{ nm}$) de l'ordre de 20% après le passage du MCS, tandis que la concentration totale des particules évolue peu. Le spectre granulométrique en **masse** des aérosols montre que la population de particules est répartie sur trois modes centrés sur 140nm, 305nm et 2.12 μm , avant le passage du MCS, puis sur 185nm, 365nm et 2.6 μm après le passage du MCS. L'augmentation du diamètre médian et de la concentration du mode grossier sont en accord avec l'augmentation de la concentration des grosses particules observées précédemment. L'analyse individuelle des particules montre que 47% des particules du mode accumulation ($200\text{nm} < D_p < 1600\text{nm}$) sont des **poussières désertiques** après le passage du MCS. Les analyses sur les substrats de l'impacteur prélevés avant le passage du MCS n'étant pas encore disponibles, il est délicat de tirer des conclusions définitives. Néanmoins, la présence de ces poussières désertiques en quantité importante dans la couche limite est en accord avec la forte concentration de grosses particules. De plus, la fréquence de détection des éléments solubles (soufre et chlore) met en évidence que ces poussières désertiques ne sont pas modifiées chimiquement. Cet évènement est associé au passage du MCS capable de générer en surface des concentrations de poussières désertiques importantes.

Dans la couche intermédiaire entre 1500 m et 2900 m, le passage du MCS conduit à une diminution importante de la concentration totale de particules (60%) et de la concentration des particules dont le diamètre est supérieur à 300 nm (30%). Cette diminution peut être expliquée par 2 processus différents : l'activation des CCN et/ou le dépôt humide. Les particules les plus solubles et les plus grosses, se comportant comme de bons CCN, peuvent s'activer en gouttelettes qui deviennent des gouttes de pluie qui précipitent. Pendant cette chute, le processus de collection qui peut entraîner les aérosols les moins solubles intervient. *Loosmore et al. (2003)* et *Peter et al. (2005)* ont montré grâce à un exercice de simulation qu'entre 20 et 30% des particules dont le diamètre est inférieur à 1 μm sont lessivées par les précipitations. Cependant, aucune de ces études ne traite le cas de systèmes convectifs, dans lesquels les événements de précipitations sont intenses et entraînent un lessivage important. Cela peut expliquer les différences entre la diminution des concentrations totales des particules simulée (20-30%) et observée (60%).

Dans cette couche, le rapport $\text{CCN}_{0.6}/\text{CN}$ augmente d'un facteur 2 ou plus après le passage du MCS. Le spectre granulométrique, en **nombre**, des particules d'aérosols ne montrant aucune différence significative entre la situation avant et après le passage du système convectif, il paraît donc probable que seule la composition chimique est responsable de l'évolution observée du rapport CCN/CN dans la SAL. Les données de l'impacteur révèlent l'augmentation de la concentration d'aérosols sulfatés après le passage du MCS. Ce type d'aérosol composé en majorité d'éléments solubles est fortement hydrophile. De plus, 33% des poussières désertiques du mode accumulation ($200 \text{ nm} < D_p < 1600 \text{ nm}$) sont enrichies par du soufre et du chlore, et 11% des aérosols du mode grossier sont recouverts d'une pellicule de surface composée de nitrate. *Levin et al (1996)* ont montré que les particules, et plus particulièrement les poussières désertiques, lorsqu'elles sont recouvertes d'une pellicule de surface composée d'éléments solubles, se comportent comme de très bons **CCN**. Les principaux éléments solubles existants dans l'atmosphère et capables de se déposer sur les particules sont principalement le nitrate et le sulfate. Une forte compétition existe entre ces deux espèces. En effet, le nitrate peut se déposer sur les particules de tous diamètres, mais en présence de sulfate, il se déposera en majorité sur les particules les plus grosses (*Dentener et al., 1996; Murphy et Thomson, 1997a; Gard et al., 1998; Zhuang et al., 1999*). Le processus, impliquant la création de la pellicule de nitrate sur le mode grossier, a pu aussi entraîner une modification des propriétés de surface des particules du mode accumulation par du sulfate.

Le **sulfate** et le **nitrate** sont des espèces extrêmement volatiles. *Villani et al. (2006)* ont montré, grâce à des travaux menés en laboratoire avec le *Volatility Tandem Differential Mobility Analyser* (VTDMA), que la température de volatilisation du nitrate d'ammonium (resp. sulfate d'ammonium) sur des aérosols, dont le diamètre (en nombre) est centré sur 150nm, est de 60°C (180°C). Plus le diamètre modal de la population de particules diminue, plus la température de volatilisation diminue. Tous ces résultats sont consistants avec ceux des études précédentes (*O'Dowd et al., 1992 ; Philippin et al., 1999 ; Burtscher et al., 2001 ; Brooks et al., 2002*). La température choisie pour les mesures était de 280°C durant toute la campagne AMMA. A cette température, le sulfate et le nitrate présents sur les particules échantillonées sont volatilisés. La présence d'une pellicule de surface composée de sulfate et/ou de nitrate peut donc expliquer les modifications du spectre granulométrique observées lors de la thermo-désorption, qui sont caractéristiques d'une population de particules en mélange interne. Les résultats de l'expérience de thermo-désorption montrent une évolution des spectres granulométriques des particules liée au passage du MCS. Dans la SAL, le mélange du mode principal de particules qui était partiellement externe avant le passage du MCS évolue, après le passage du MCS, vers un mélange interne. Ce résultat est cohérent avec la présence d'une pellicule de surface autour des particules après le passage du MCS.

Les divers **processus** pouvant expliquer la présence de cette pellicule de surface ont été présentés dans le chapitre 2 : par coagulation de particules, par oxydation de SO_2 sur les particules, ou par collision avec des gouttes de pluie (*Meng et Seinfeld, 1994 ; Kerminen et Wexler, 1994 ; Levin et al., 1996 ; Zhuang et al., 1999*). *Zhuang et al. (1999)* ont montré que la présence de sulfate et de nitrate était étroitement liée aux conditions météorologiques. En effet, lorsque l'humidité est élevée (>70%) et lorsque des nuages sont présents, les concentrations de sulfate sont maximales. De même, ils prouvent qu'après le passage d'un système convectif fortement précipitant, les concentrations sont toujours très élevées malgré le processus de dépôt par les précipitations.

4.2. CAS DU MOIS D'AOUT

4.2.1 Conditions météorologiques de la situation

4.2.1.1. Echelle Synoptique

Les analyses du CEP permettent de caractériser la situation météorologique à grande échelle ainsi qu'à fine échelle. Les informations à grande échelle indiquent si les conditions sont favorables aux évènements convectifs tandis qu'à une échelle plus fine elles permettent d'identifier la cause de l'initialisation des systèmes convectifs. De plus les analyses du CEP nous renseignent sur la position du FIT, ainsi que sur les vitesses de vent du flux de mousson et de l'Harmattan. Le 14 août, le régime de mousson est pleinement établit (*Janicot et al.*, 2007). La hauteur du géopotentiel à 850hPa (Figure 4.54) représente les structures anticycloniques et cycloniques le 13 août 2006. En effet, on peut noter la présence de deux zones de haut géopotentiel (≥ 1540 m), sur l'océan atlantique à l'ouest du Sahara occidental ainsi que sur la Libye. La partie est de l'Afrique est caractérisée par de faibles hauteurs du géopotentiel (1490 m). La frontière entre la Libye et l'Egypte et entre la Libye et le Tchad est donc le siège d'un gradient de pression important. Ce gradient de pression entraîne la formation de vents forts en surface (~ 9 m.s $^{-1}$).

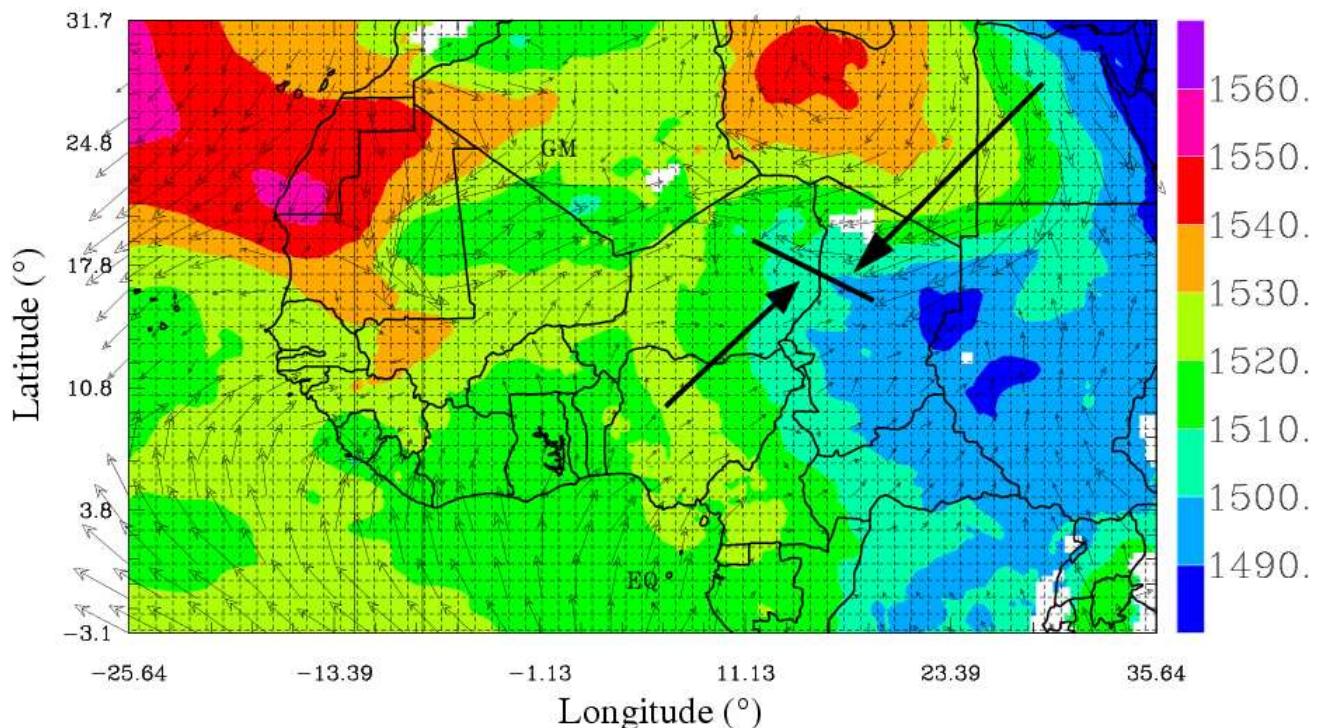


Figure 4.54 : Géopotentiel (m) en niveau de pression à 850 hPa le 13 août 2006 à 12h00 UTC (Analyses du CEP).

Près du massif du Tibesti signalé par le triangle noir (20°N et 18°E , Figure 4.55), on observe la confrontation de vents du sud-ouest (< 4 m.s $^{-1}$), associés au flux de mousson riche en humidité, avec des vents de nord-est (> 7 m.s $^{-1}$), associés à l'Harmattan porteur d'air plus sec. Ces deux flux peuvent être clairement identifiés en observant l'humidité relative représentée sur la Figure 4.55. La zone de fort gradient d'humidité correspond à la position du FIT (ligne

noire) situé en moyenne à 17°N . Au sud du massif du Tibesti, le gradient d'humidité est très important ($\Delta \approx 7 \text{ g.kg}^{-1}$). Dans cette zone de relief (3000 m d'altitude), la convergence des vents (flux de mousson et Harmattan) ainsi que la présence d'un gradient d'humidité important favorisent la formation et la propagation de MCS.

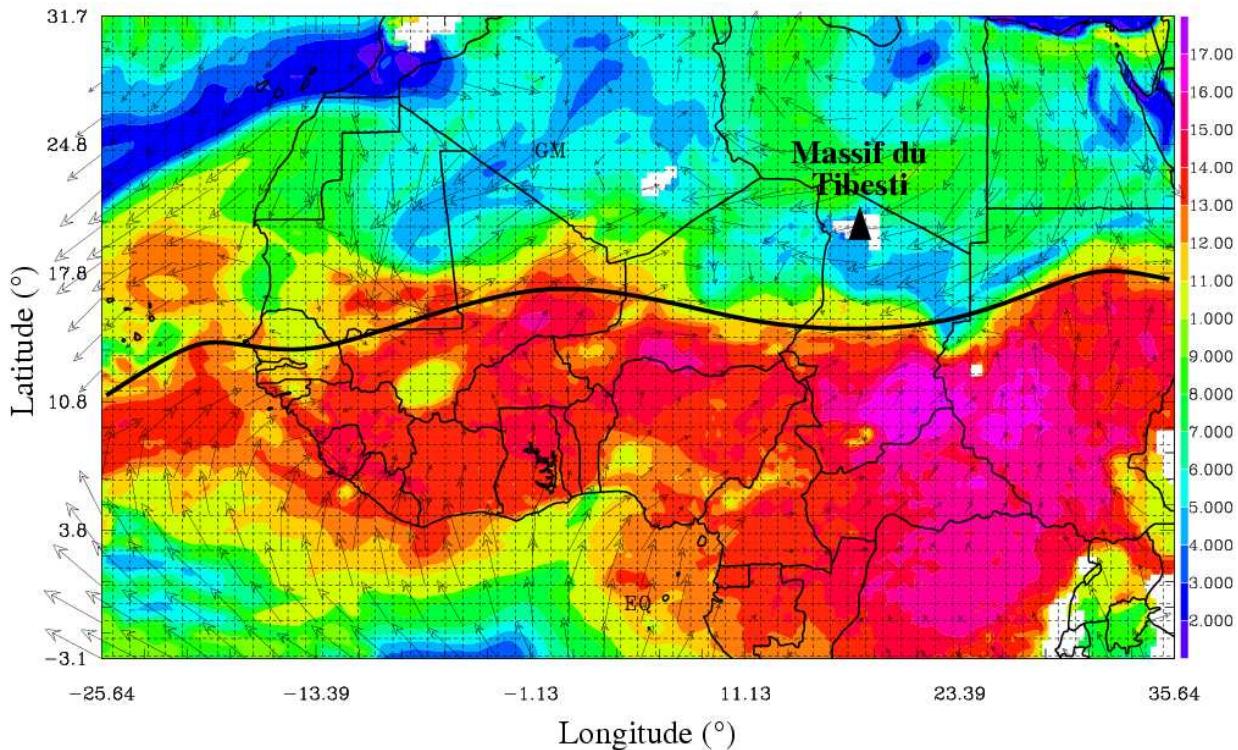


Figure 4.55 : Analyses du CEP de l'humidité (zone colorée) en g.kg^{-1} et de la direction des vents (vecteurs) à 850hPa le 13 août 2006, 12h00 UTC.

4.2.1.2. Echelle locale

L'évolution du MCS de sa phase de formation à sa phase de dissipation est représentée sur la Figure 4.56. Le MCS se forme à 15:00 UTC, le 13 août 2006, au-dessus du lac Tchad (Figure 4.56a), dans une zone de convergence de vents et de fort gradient d'humidité en basses couches. A 01:00 UTC le 14 août 2006, le MCS est dans une phase croissante et dans un état relativement mature le long de la frontière Niger/Nigeria (Figure 4.56b). La Figure 4.56c (08:00 UTC) montre que la surface du MCS a fortement diminué et que ce dernier est situé au sud-est de Niamey. A 10:00 UTC (Figure 4.56d) plusieurs cellules se forment autour de Niamey et réactivent le MCS dont la température au sommet a diminué. Sur la Figure 4.56e, nous avons représenté la trajectoire suivie par l'avion (trait rouge) juste avant le passage du MCS. Notons que dans ce cas d'étude, les mesures ont été effectuées 2 heures avant et 24 heures après le passage du MCS. A 14:00 UTC, le MCS se trouve dans la zone échantillonnée par l'ATR-42. Ce MCS se dissipera le 15 août à 18:45 UTC au dessus de la Guinée près de la côte ouest de l'Afrique (Figure 4.56h).

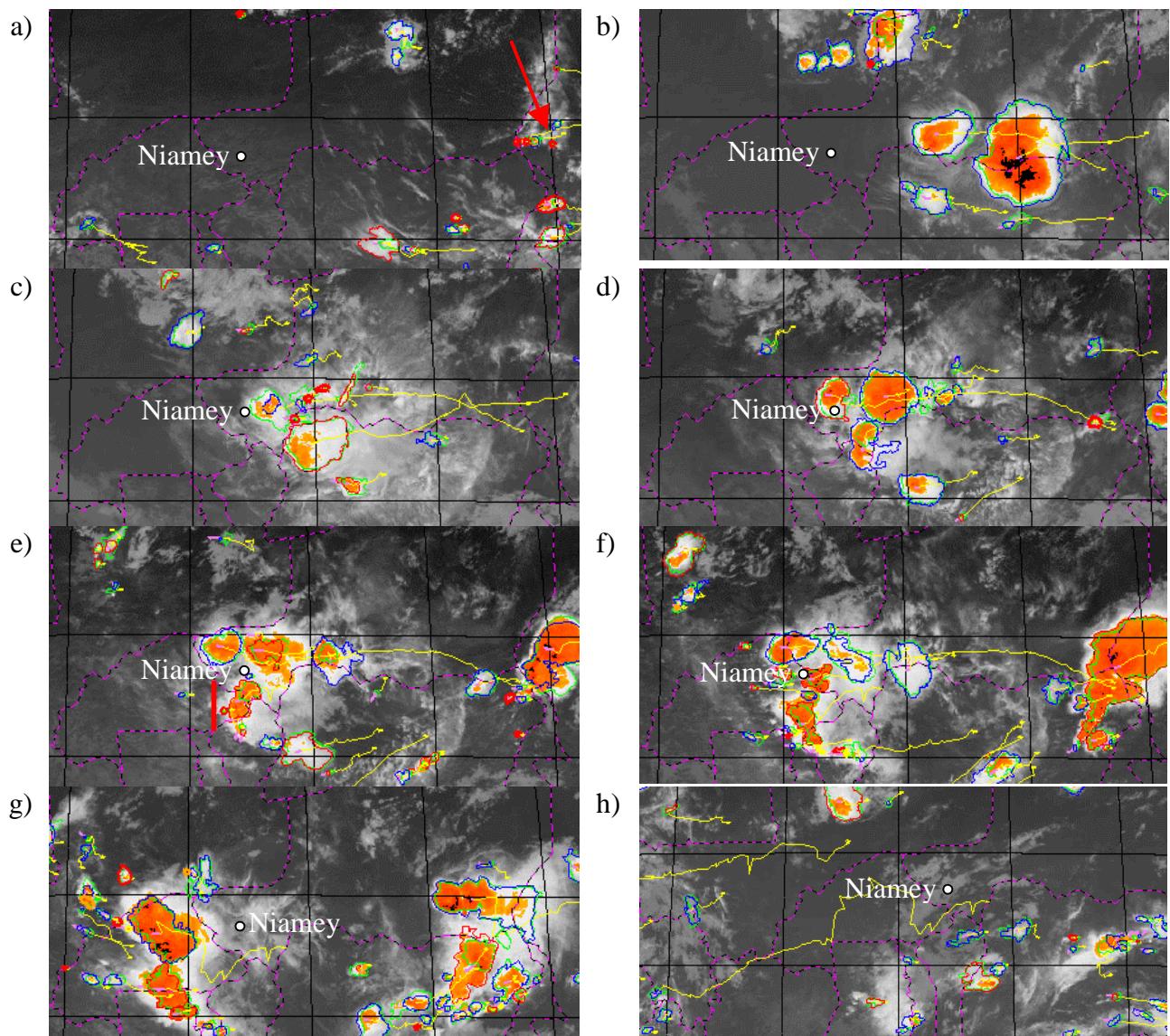


Figure 4.56 : Evolution du MCS le 13 août à 15 :00 UTC (a), le 14 août 2006 à 01:00 UTC (b), 08:00 UTC (c), 10:00 UTC (d), 12:00 UTC (e), à 14:00 UTC (f), à 17:00 UTC (g) et le 15 août à 18:45 UTC (h).

4.2.2 Evènement particulier

Les images satellites (MOPITT, Figure 4.57) montrent que la deuxième semaine du mois d'août est marquée par de fortes concentrations d'oxyde de carbone (CO) au-dessus du golfe de Guinée (~180 ppbv). A titre d'exemple, les valeurs de la concentration en oxyde de carbone au début du mois de juillet étaient inférieures à 142 ppbv au niveau du golfe de Guinée. L'oxyde de carbone est considéré comme un excellent traceur des feux de biomasse (*Levine 1991*). En cette saison, les feux de biomasse sont surtout localisés en Afrique centrale. Cependant, les panaches de fumée peuvent être transportés jusqu'au golfe de Guinée par les alizés, où le flux de mousson prend le relais pour les transporter vers le continent. Au-dessus de la zone échantillonnée, la concentration en oxyde de carbone est en moyenne de 119 ppbv. Dans la suite de ce travail, la présence de panaches de feux de biomasse au-dessus de la zone échantillonnée devra donc être prise en compte.

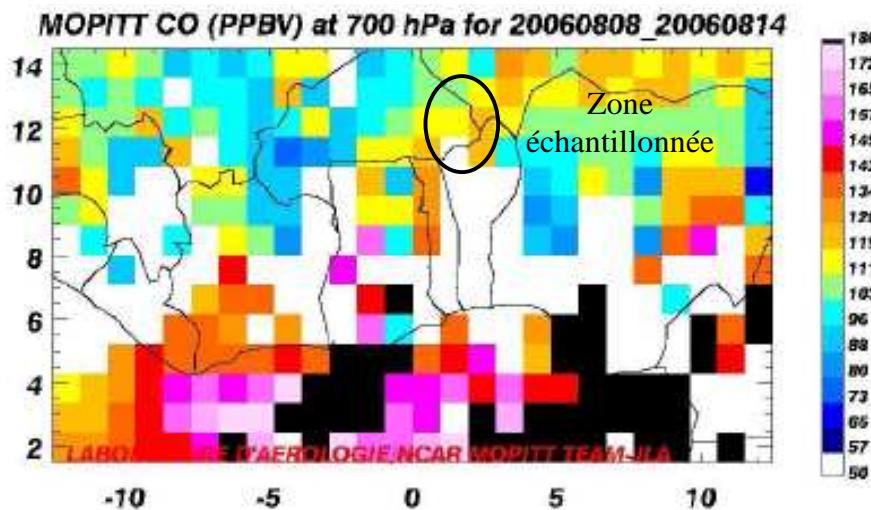


Figure 4.57 : Concentration en oxyde carbone (CO) déterminée par Moppit et moyennée du 8 août au 14 août à 700hPa.

4.2.3 Caractérisation des différentes couches

4.2.3.1. Avant le passage du MCS, le 14 août 2006

Comme nous l'avons déjà montré dans le cas d'étude du 1^{er} juillet, les sondages effectués par l'ATR-42 permettent de déterminer la hauteur de la couche limite ainsi que la stratification des couches supérieures. La hauteur de la couche limite est identifiée par une brusque inversion de la température, une diminution de la température du point de rosée et une modification de la direction du vent. Sur la Figure 4.58, la hauteur de la couche limite est donc localisée à 820hPa. Au-dessus de la couche limite, une couche très sèche apparaît entre 820hPa et 730hPa. Au-dessus de 730hPa, plusieurs couches plus ou moins sèches se succèdent.

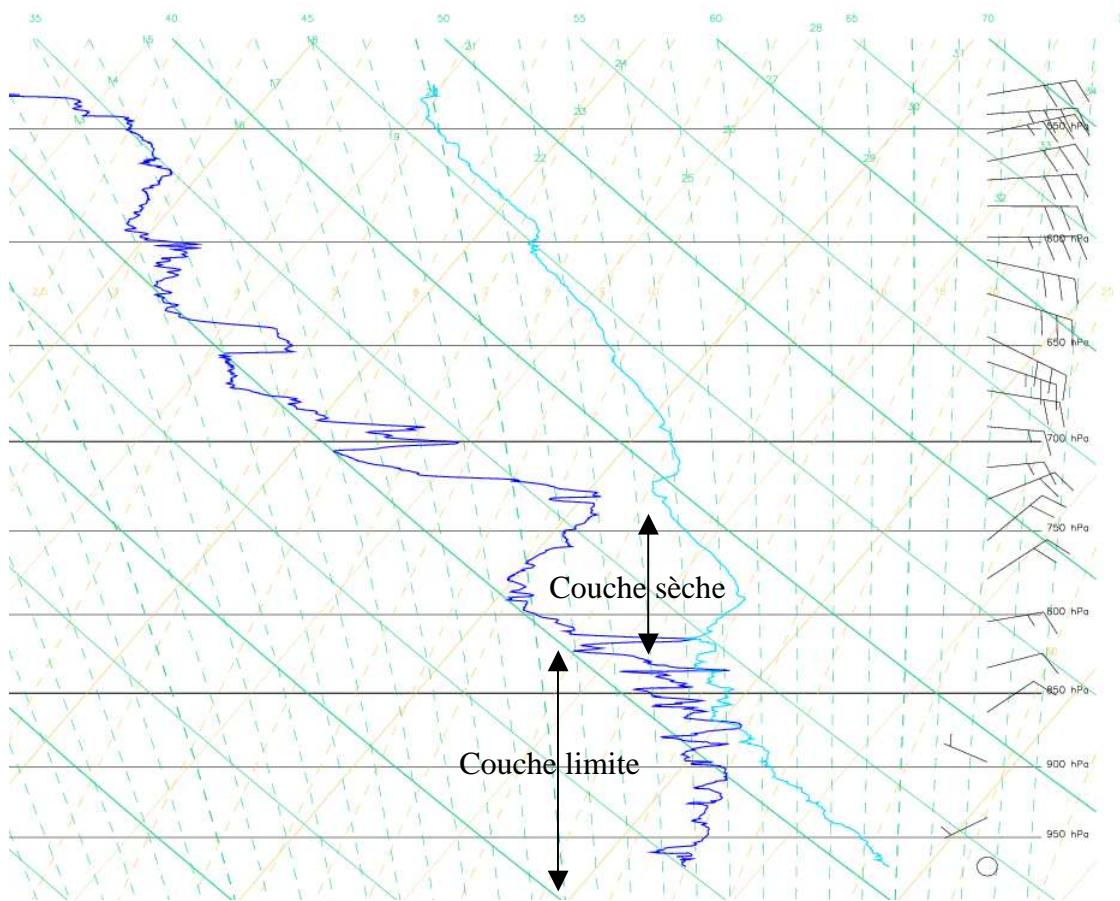


Figure 4.58 : Sondage effectué lors du vol de l'ATR-42 le 14 août 2006 entre 11:23 et 11:46 UTC. La courbe bleu foncé représente la température du point de rosée ($^{\circ}\text{C}$) et la courbe cyan représente la température ($^{\circ}\text{C}$). La force et la direction du vent sont indiquées par les barbules à droite de l'émagramme. Source : Météo-France Aïdagraph.

4.2.3.2. Après le passage du MCS, le 15 août 2006

Par comparaison avec la Figure 4.58, la Figure 4.59 montre la température du point de rosée et la température (resp. bleu et cyan) mesurées lors du sondage de l'ATR-42 le 15 août 2006 entre 11:06 et 11:29 UTC, après le passage du MCS. On peut déterminer la hauteur de la couche limite à 925hPa. Le passage du MCS, comme dans le cas d'étude du mois de juillet est associé à une diminution importante de la hauteur de la couche limite. La couche sèche présente juste au-dessus de la couche limite avant le passage du MCS est descendue entre 925hPa et 850hPa, et son épaisseur de cette couche est moindre après le passage du MCS.

L'humidité est plus importante entre 850hPa et 600hPa par rapport à la situation observée avant le passage du MCS. Puis entre 600hPa et 540hPa, une couche sèche dans laquelle les vitesses de vents sont en moyenne de 30 m.s^{-1} est visible. Les caractéristiques régnant dans cette couche correspondent à celles du jet d'est africain (AEJ). Il est intéressant de constater que cette couche est visible dans les deux cas d'étude uniquement après le passage du MCS.

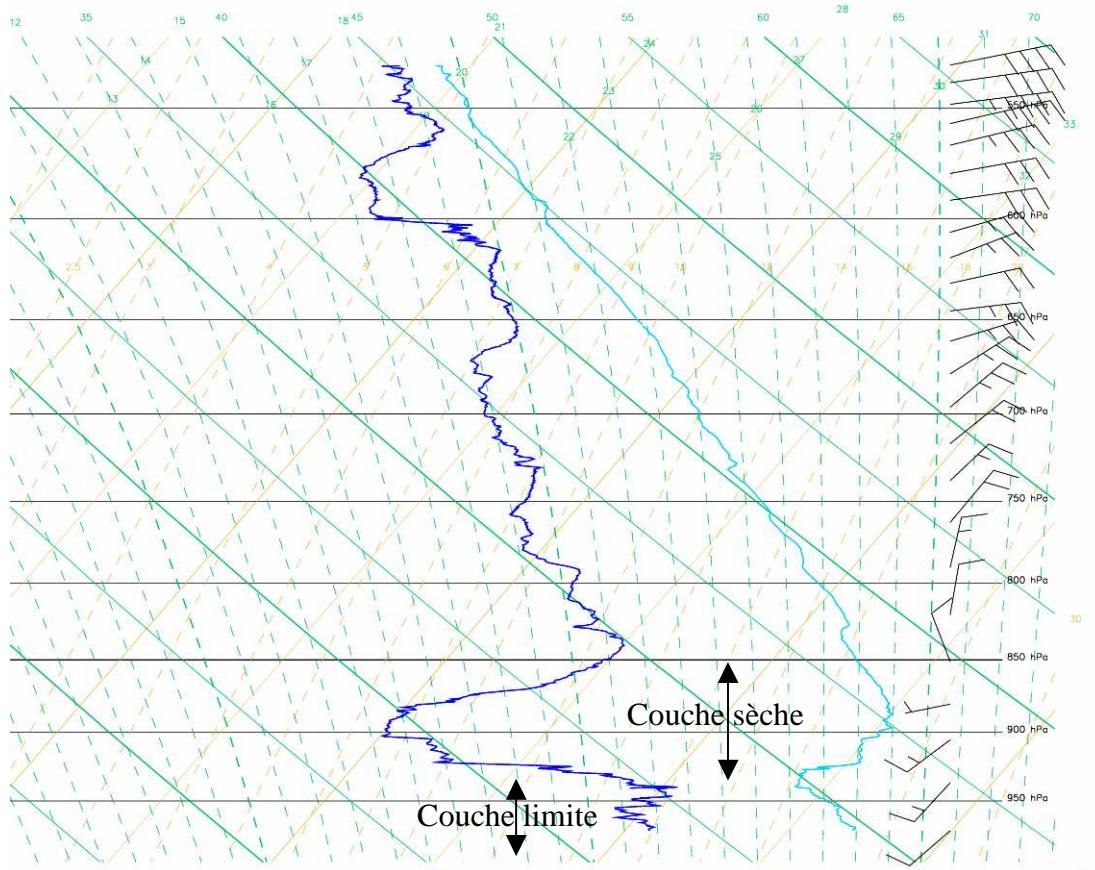


Figure 4.59: Sondage effectué lors du vol de l'ATR-42 le 15 août 2006 entre 11:06 et 11:29 UTC. La courbe bleu foncé représente la température du point de rosée ($^{\circ}\text{C}$) et la courbe cyan représente la température ($^{\circ}\text{C}$). La force et la direction du vent sont indiquées par les barbules à droite de l'émagramme. Source : Météo-France Aïdagraph.

4.2.4 Observation des aérosols

Le même cheminement logique suivi pour décrire le cas d'étude précédent sera utilisé dans cette section. De même, la symbolique utilisée est identique à celle qui a permis de distinguer les évolutions temporelle et spatiale des paramètres dans la section précédente.

4.2.4.1. Caractérisation physique des aérosols

Les profils verticaux de la concentration totale des particules observées les 14 et 15 août 2006 sont représentés sur la Figure 4.60. Comme dans le cas d'étude précédent, on observe un gradient vertical de la concentration totale des particules. Ce gradient est particulièrement marqué aux environs de 1200 m d'altitude correspondant au niveau de la couche d'inversion avant le passage du MCS (Figure 4.58). D'une manière générale, la variabilité de la concentration totale des particules est beaucoup plus importante dans la couche limite que dans les couches supérieures. En effet, la couche limite est soumise à de fortes variations de la concentration en particules dues à la proximité des sources (pollution locale). D'autre part, cette variabilité est renforcée par les flux turbulents et le mélange avec la couche saharienne ou la concentration est plus faible entraînant un mélange plus ou moins homogène de la couche limite.

Avant le passage du MCS, la concentration totale des particules dans la couche limite varie entre 1500 et 2000 cm⁻³. Dans les couches supérieures, elle est comprise entre 400 et 1250 cm⁻³.

Après le passage du MCS, la concentration totale des particules est inférieure à 1550 cm⁻³ dans la couche limite et évolue entre 300 et 1200 cm⁻³ dans les couches supérieures. De nouveau, le passage du MCS semble provoquer une diminution de la concentration totale des particules. Cette diminution est de l'ordre de 30% dans les basses couches (entre la surface et 1000 m) et de 50% en moyenne entre 1000 m et 4250 m. Le lessivage des aérosols par les précipitations issues du MCS étant probablement à l'origine de cette baisse de la concentration n'a donc pas la même efficacité dans la couche limite et dans les couches supérieures entre 1000 et 4250 m. Au-dessus de 4250 m les concentrations apparaissent similaires avant et après le passage du MCS.

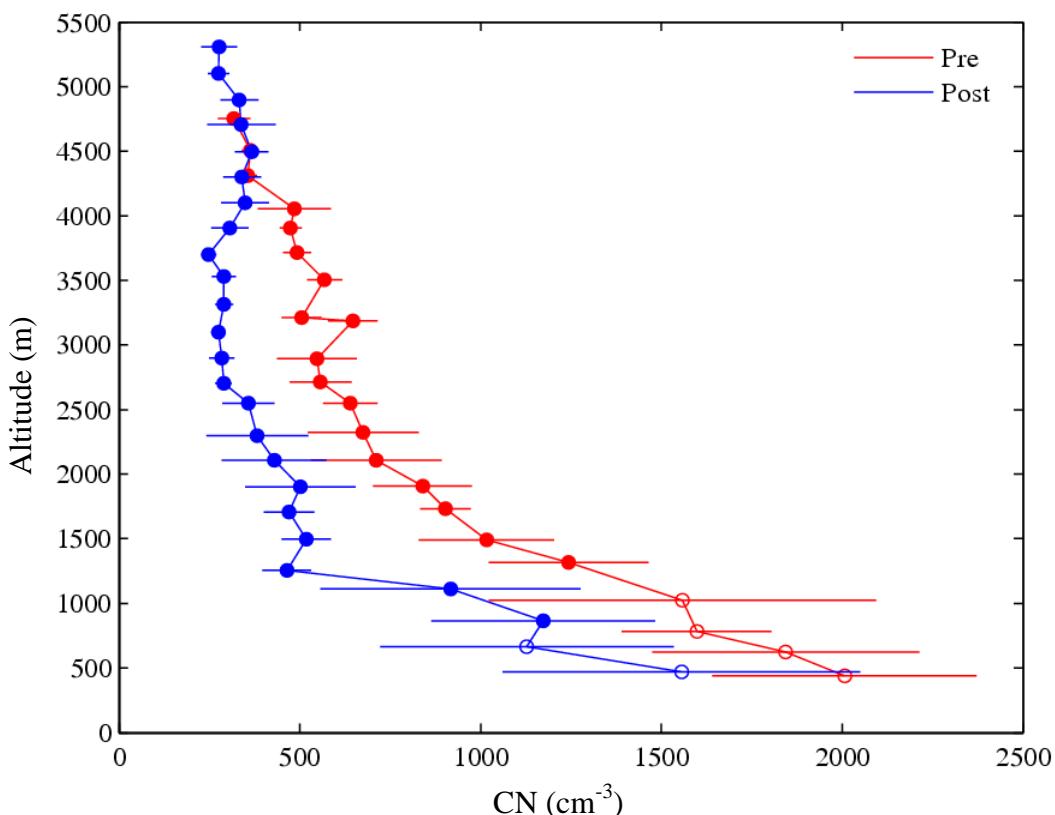


Figure 4.60: Concentration de CN (cm⁻³) en fonction de l'altitude (m) le 14 août 2006 avant le passage du MCS (rouge) et le 15 août 2006 après le passage du MCS (bleu). Les barres horizontales cumulent la variabilité de la mesure ($\pm 1\sigma$) et l'erreur instrumentale.

La Figure 4.61 montre la concentration des particules dont le diamètre est supérieur à 300 nm ($D_p > 300$ nm) en fonction de l'altitude. Avant le passage du MCS, la concentration des grosses particules ($D_p > 300$ nm) est élevée en surface (200 cm⁻³). Au-dessus de 400 m cette concentration est inférieure ou égale à 150 cm⁻³.

Après le passage du MCS, la concentration des grosses particules ($D_p > 300$ nm) est inférieure à 50 cm⁻³ dans la couche limite. Puis, au dessus de 1500 m, on observe une couche très concentrée en particules ($D_p > 300$ nm). En effet, les valeurs maxima de la concentration des particules ($D_p > 300$ nm) atteignent 400 cm⁻³ à 2500 m, ce qui est très inhabituel dans cette

gamme d'altitude. Entre **1500 m et 4500 m**, la concentration en particules ($D_p > 300 \text{ nm}$) est maximale. La variabilité de la concentration des particules ($D_p > 300 \text{ nm}$) est faible en surface et augmente dans la couche fortement concentrée (proximité des sources d'aérosols, variabilité spatiale forte).

La comparaison des situations avant et après le passage du MCS montre deux profils radicalement opposés. Avant le passage du MCS la concentration des grosses particules est plus élevée dans la couche limite que dans les couches supérieures. Après le passage du MCS, la concentration est très faible dans la couche limite et est très élevée dans la SAL. Le passage du MCS semble donc responsable d'une augmentation de la concentration des particules les plus grosses jusqu'à 400%, dans les couches supérieures, et une diminution de la concentration de l'ordre de 33%, dans la couche limite.

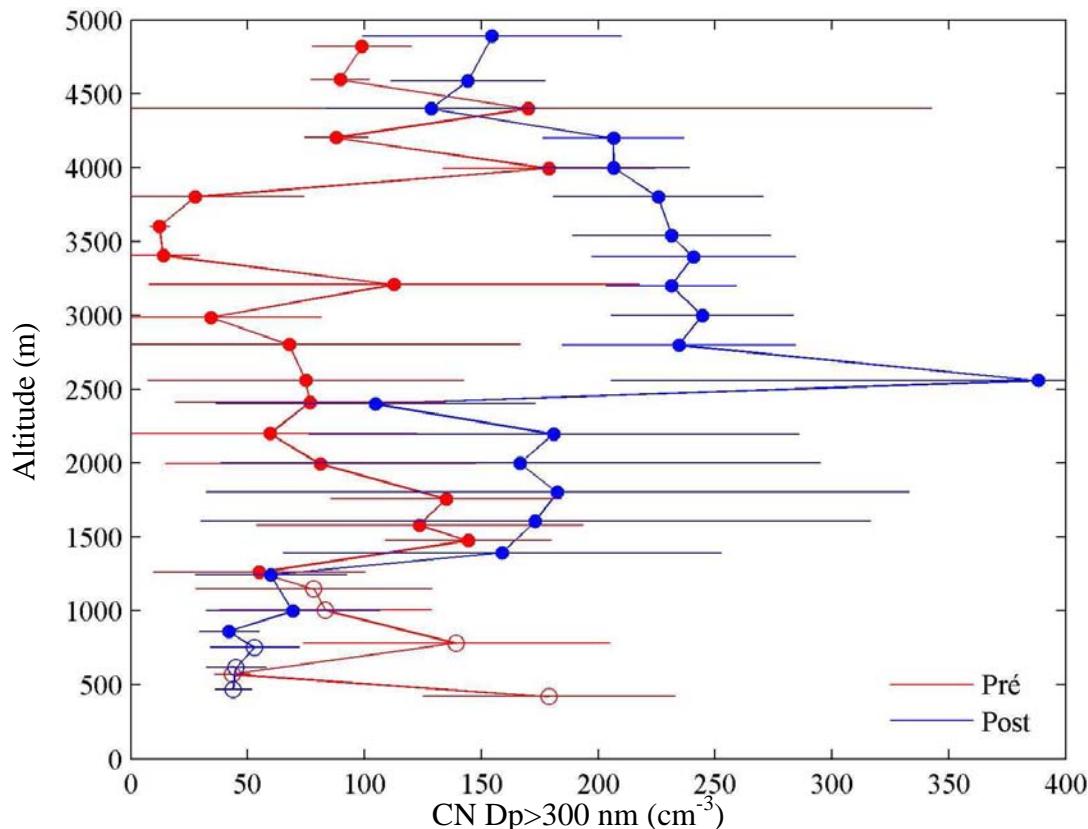


Figure 4.61 : Concentrations des particules dont le diamètre est supérieur à 300 nm en fonction de l'altitude. En rouge les données avant le passage du MCS en bleu après le passage du MCS. Les barres horizontales cumulent la variabilité de la mesure ($\pm 1\sigma$) et l'erreur instrumentale.

Dans la couche limite, la fraction de grosses particules ($D_p > 300 \text{ nm}$) est toujours inférieure à 0.1 avant et après le passage du MCS. Dans les couches supérieures, ce rapport évolue différemment avant et après le passage du MCS. Avant le passage du MCS, ce rapport augmente légèrement en fonction de l'altitude. La valeur maximum (0.42) est atteinte à 4500 m. A cette altitude, la variabilité du rapport est maximale. Après le passage du MCS, on retrouve la couche concentrée en grosses particules observée sur la Figure 4.61, entre 1500 m et 4500 m. Entre 2500 m et 3700 m, le rapport atteint des valeurs maximales de 0.9 en moyenne. Donc, dans cette gamme d'altitude, 90% des particules présentes ont un diamètre supérieur à 300 nm. La valeur du rapport mesurée à 2500 m est même supérieure à 1. Mais la

variabilité de cette valeur indique une incertitude importante. Au-dessus de 4500 m, le rapport semble se stabiliser à 0.4 en moyenne.

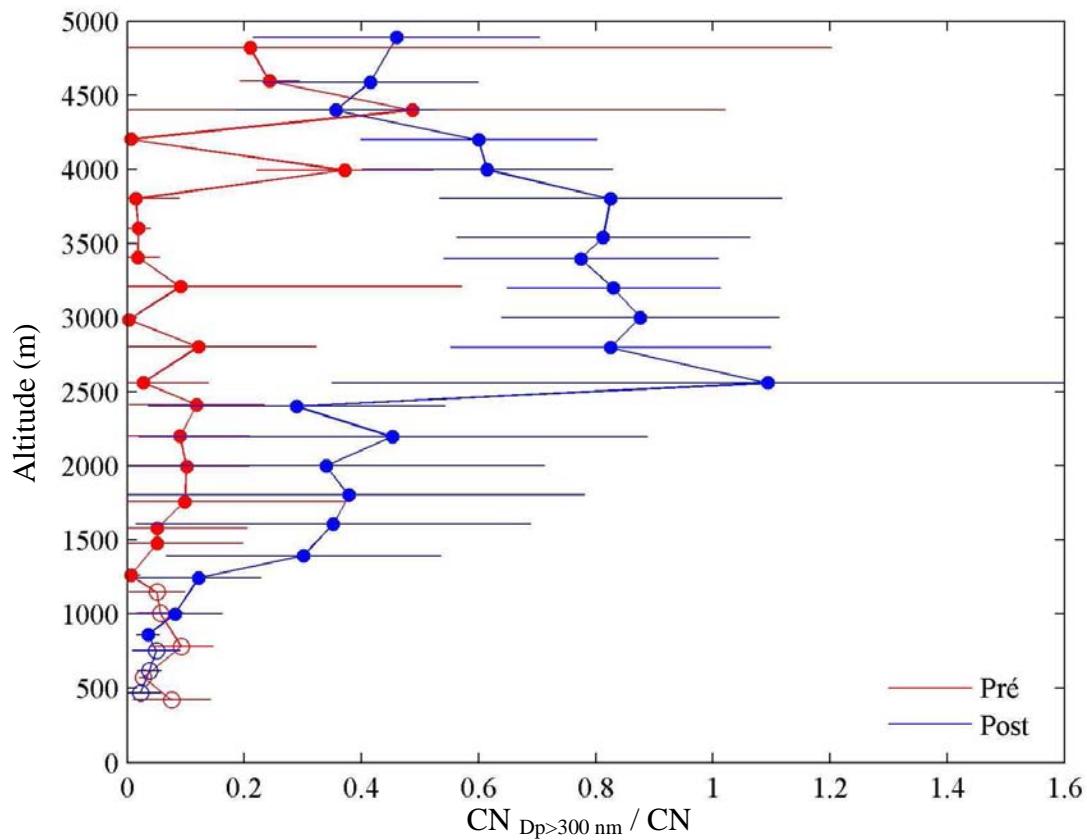


Figure 4.62 : Rapport de la concentration des particules dont le diamètre est supérieur à 300 nm sur la concentration totale des particules. Rouge = avant le MCS, Bleu = après le MCS. Les barres horizontales cumulent la variabilité de la mesure ($\pm 1\sigma$) et l'erreur instrumentale.

4.2.4.2. Caractérisation des propriétés hygroscopiques des aérosols

Les profils verticaux de la concentration totale des particules représentés sur la Figure 4.60 sont reproduits sur la Figure 4.63 avec les profils verticaux de la concentration de CCN (mesurée à 0.6% de sursaturation). Il est à noter que la concentration en $\text{CCN}_{0.6}$ évolue peu. Ces tendances entraînent une augmentation du rapport $\text{CCN}_{0.6}/\text{CN}$ en fonction de l'altitude (Figure 4.64).

Avant le passage du MCS, la concentration de CCN dans la couche limite est comprise entre 300 cm^{-3} et 600 cm^{-3} . Dans les couches supérieures, cette concentration varie de 400 cm^{-3} à 1500 m à 100 cm^{-3} à 4700 m . On peut assez distinctement observer dans la SAL, une couche plus concentrée en $\text{CCN}_{0.6}$ ($> 300 \text{ cm}^{-3}$) entre 2500 m et 4500 m . Cette couche d'air peut donc être assimilée à la **couche intermédiaire** déjà identifiée dans le cas du 1^{er} juillet. Après le passage du MCS, la quantité de grosses particules est élevée. Comme dans le cas précédent, cette couche peut donc être considérée comme faisant partie de la SAL.

Après le passage du MCS, la concentration de $\text{CCN}_{0.6}$ diminue faiblement en fonction de l'altitude et aucune couche particulière ne peut être distinguée. En moyenne, la concentration de $\text{CCN}_{0.6}$ est égale à 300 cm^{-3} dans la couche limite et elle est toujours inférieure à 275 cm^{-3} .

dans les couches supérieures. La valeur minimum de la concentration de $\text{CCN}_{0.6}$ (100 cm^{-3}) est atteinte à 4500 m.

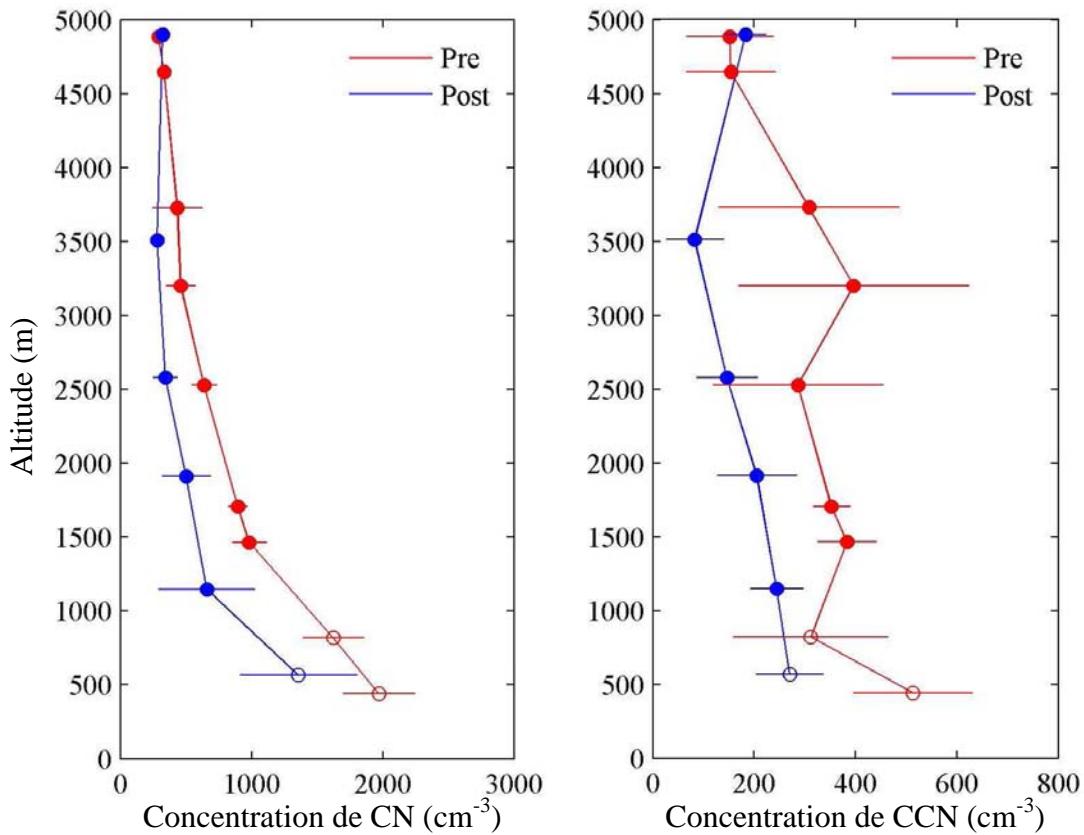


Figure 4.63 : Profils verticaux de la concentration de CCN (pointillés) et de CN (trait plein) en cm^{-3} avant (a) et après (b) le passage du MCS. Les barres horizontales cumulent la variabilité de la mesure ($\pm 1\sigma$) et l'erreur instrumentale.

Dans le but de faire ressortir le potentiel CCN des particules en fonction de l'altitude en général, et dans les différentes couches en particulier, la fraction de CCN est exprimée relativement à la concentration totale de particules pour la même sursaturation de **0.6%**. Ce rapport est présenté sur la Figure 4.64. Avant le passage du MCS et dans la couche limite, la fraction de $\text{CCN}_{0.6}$ est comprise entre 20 et 30%. Dans les couches supérieures, on distingue trois couches dans lesquelles les aérosols ont des propriétés hygroscopiques différentes. Entre 1500 et 2500 m, le rapport $\text{CCN}_{0.6}/\text{CN}$ est compris entre 0.3 et 0.4. A 3200 m, la valeur du rapport est maximale et atteint 0.84. Cette gamme d'altitude correspond exactement à la couche intermédiaire où la concentration en $\text{CCN}_{0.6}$ est maximale avant le passage du MCS. Puis, entre 4500 m et 5000 m, on observe à nouveau une diminution du rapport (entre 0.45 et 0.55).

Après le passage du MCS, le rapport $\text{CCN}_{0.6}/\text{CN}$ moyen est égal à 0.23 dans la couche limite. Pour ce qui concerne l'hygroscopicité, on distingue à nouveau plusieurs couches dans les niveaux supérieurs. Entre 1000 m et 2500 m, le rapport $\text{CCN}_{0.6}/\text{CN}$ est en moyenne égal à 0.4. A 3500 m, on observe une diminution de la capacité hygroscopique des aérosols. En effet, la valeur du rapport $\text{CCN}_{0.6}/\text{CN}$ est alors minimum et égale à 0.28. Au-dessus de 3500 m, le rapport $\text{CCN}_{0.6}/\text{CN}$ augmente jusqu'à 0.57.

D'une manière générale, moins de 30% des aérosols présents dans la couche limite ont une capacité CCN. Dans les couches supérieures, de 30 à 50% des aérosols ont une capacité CCN avec une pointe avant le passage du MCS supérieure à 80% dans la couche d'air comprise entre 2500 m et 4400 m. L'étude de la variabilité du rapport $\text{CCN}_{0.6}/\text{CN}$ montre qu'il n'y a pas d'évolution franche des propriétés hygroscopiques des aérosols qui puisse être associée au passage du MCS, excepté pour la couche intermédiaire située entre 2500 m et 4400 m pour laquelle la Figure 4.64 montre clairement que les aérosols sont moins hygroscopiques après le passage du MCS. **Le passage du MCS est donc associé à une diminution de l'hygroscopicité des aérosols entre 2500 m et 4500 m, dans la couche intermédiaire.**

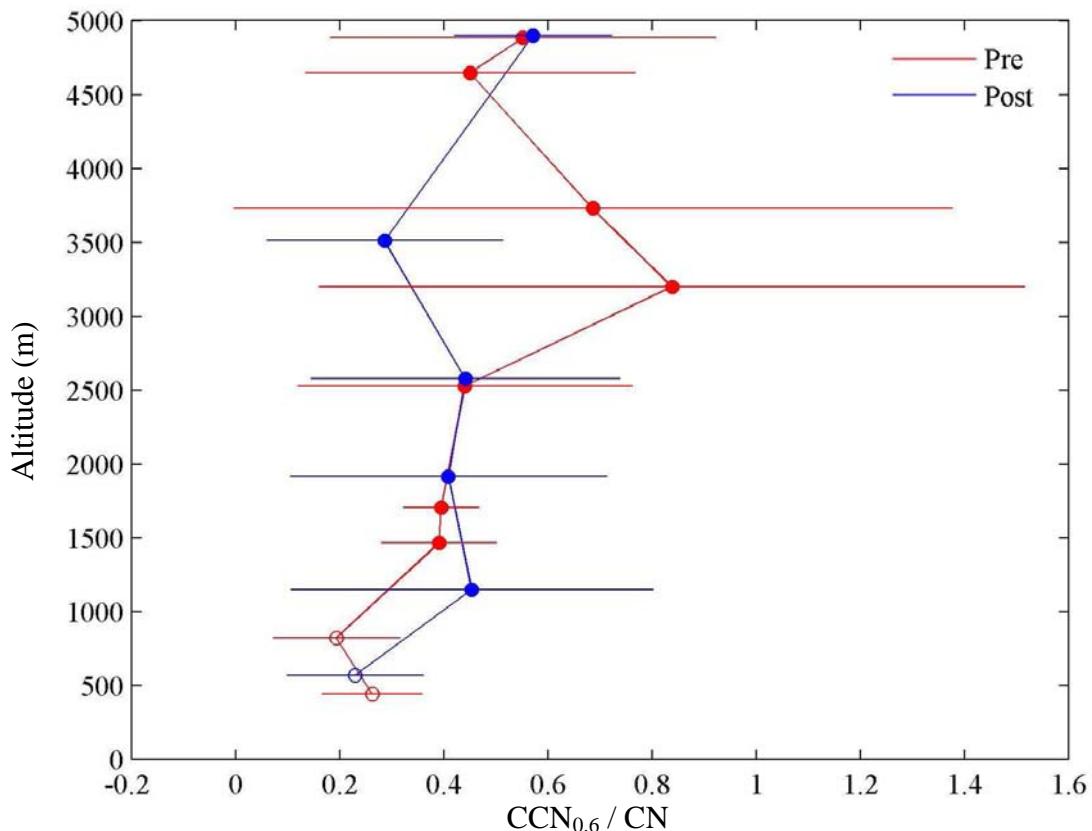


Figure 4.64 : Rapport CCN/CN à 0.6% de sursaturation en fonction de l'altitude. La couleur rouge représente le vol avant le MCS tandis que la couleur bleue représente le vol après le passage du MCS. Les signes pleins (vides) représentent les données dans la SAL (couche limite). Les barres horizontales cumulent la variabilité de la mesure ($\pm 1\sigma$) et l'erreur instrumentale.

4.2.4.3. Caractérisation du spectre granulométrique des aérosols.

Les distributions granulométriques en nombre des aérosols moyennées pour chaque vol et pour chaque couche sont représentées sur la Figure 4.65. Les paramètres caractéristiques de ces distributions log-normales sont récapitulés dans le Tableau 4.13. Comme pour le cas précédent, l'analyse de la variance des données brutes montre un maximum lorsque le diamètre est égal au diamètre médian du mode principal de particules. Les barres verticales (Figure 4.65) correspondent donc au maximum de variabilité.

Avant le passage du MCS, on observe trois modes de particules dans les deux couches (couche limite et couche intermédiaire). Dans la couche limite, les diamètres médians des

modes de particules sont 87 nm, 232 nm, et 743 nm. Le mode 1, déjà observé dans le cas précédent et durant toute la campagne AMMA, est caractéristique de la pollution locale de la couche limite. Le mode 2, quant à lui, est plus représentatif d'un évènement particulier. Le diamètre médian de ce mode de particules est relativement élevé. Ce diamètre ne correspond pas aux diamètres habituellement observés pour les poussières désertiques. En Afrique de l'ouest, seul un type de particules a des caractéristiques similaires à celle du mode 2, il s'agit des aérosols de feux de biomasse âgés.

Dans la couche intermédiaire, les trois modes de particules sont centrés sur 85 nm, 245 nm et 634 nm. Comme dans la couche limite, le mode 1 est représentatif de la pollution « locale », tandis que le mode 3 est caractéristique des poussières désertiques. Le diamètre médian ainsi que l'écart type du mode 2 dans cette couche sont similaires à ceux du mode 2 détecté dans la couche limite, caractéristiques des aérosols de feux de biomasse. Cependant, la concentration est trois fois moins importante dans la couche intermédiaire. En effet, les aérosols de feux de biomasse se trouvent presque exclusivement dans la couche limite parce qu'ils sont transportés par le flux de mousson dans la couche limite, et que les échanges entre la couche limite et la couche intermédiaire sont limités. Par la suite, les analyses chimiques nous permettront de déterminer plus précisément à quels types de particules correspondent chacun des modes.

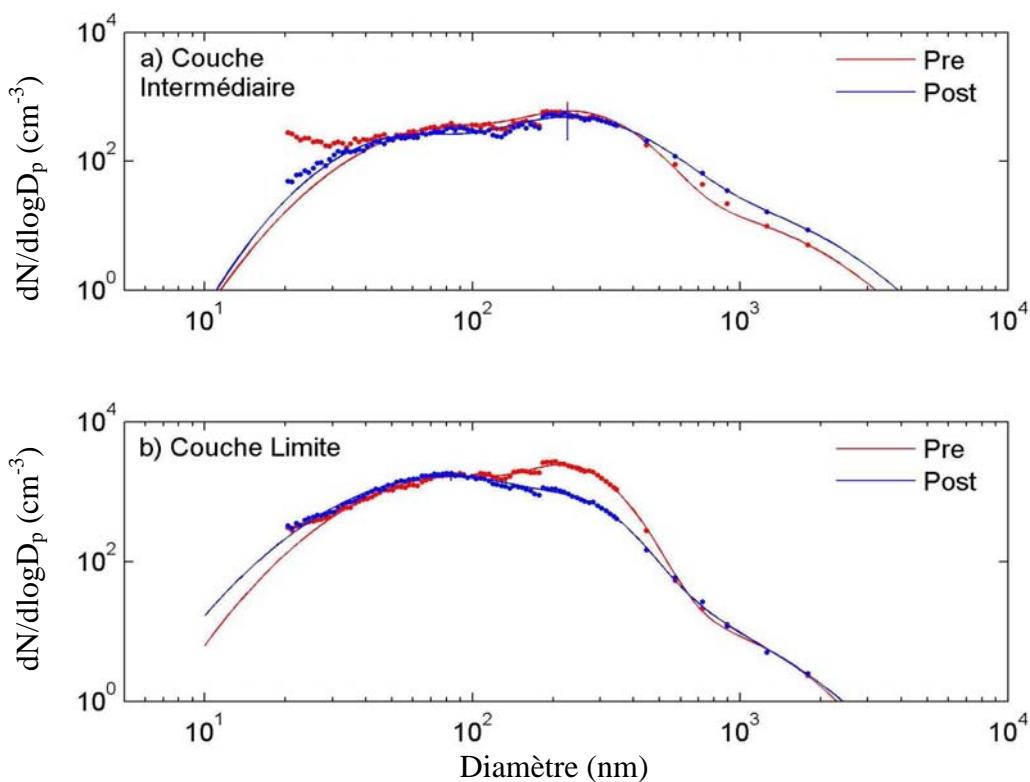


Figure 4.65: Distribution granulométrique en nombre des aérosols moyennée dans la couche d'air Saharien (Haut) et dans la couche limite (Bas), avant (rouge) et après (bleu) le passage du MCS. Les concentrations sont normalisées en $dN/d\log D_p$. Ces données sont obtenues en combinant les données du SMPS et du GRIMM (points). Les barres verticales cumulent la variabilité de la mesure ($\pm 1\sigma$) et l'erreur instrumentale.

Après le passage du MCS, on observe toujours des distributions granulométriques trimodales. Dans la couche limite, les trois modes de particules sont respectivement centrés sur 82 nm, 251 nm et 529 nm. En comparant les distributions granulométriques avant et après le passage du MCS, on remarque que le passage du MCS modifie peu le mode 1 tandis que les modes 2

et 3 évoluent plus sensiblement. La densité de concentration du mode 2 diminue d'un facteur compris entre 5 et 6 et le diamètre médian du mode 3 diminue de presque 30%.

Dans la couche intermédiaire, les trois modes de particules sont centrés sur 59 nm, 229 nm et 703 nm. Il semble que la masse d'air échantillonnée après le passage du MCS soit totalement différente de la masse d'air échantillonnée avant le passage du MCS. En effet on ne retrouve plus le mode 1 de particules centré sur 85 nm mais des particules plus fines (mode centré sur 59 nm). De plus, le diamètre médian et la concentration du mode grossier de particules augmentent respectivement de 11% et de 25%. Il semble donc que cette masse d'air n'a pas évolué à cause du passage du MCS, mais qu'elle est d'origine différente.

Les différentes corrections appliquées aux valeurs du SMPS et de l'OPC peuvent engendrer des incertitudes non négligeables. Ces erreurs sont dépendantes de la variabilité de l'ensemble des spectres granulométriques mesurés dans chaque couche et des facteurs correctifs et de l'ajustement appliqué aux valeurs mesurées. L'étude de la variance (Figure 4.67) permet de constater que les erreurs sont maximales pour le mode principal de particules (mode accumulation dans notre cas). Les barres verticales apparaissant sur les Figures 4.66 correspondent donc au maximum de la variabilité des mesures. D'autres erreurs sont introduites par l'ajustement par des lois log-normales. Finalement, les incertitudes sont de l'ordre de 30% pour la concentration et de l'ordre de 15% pour le diamètre médian et l'écart type de chaque mode de particules.

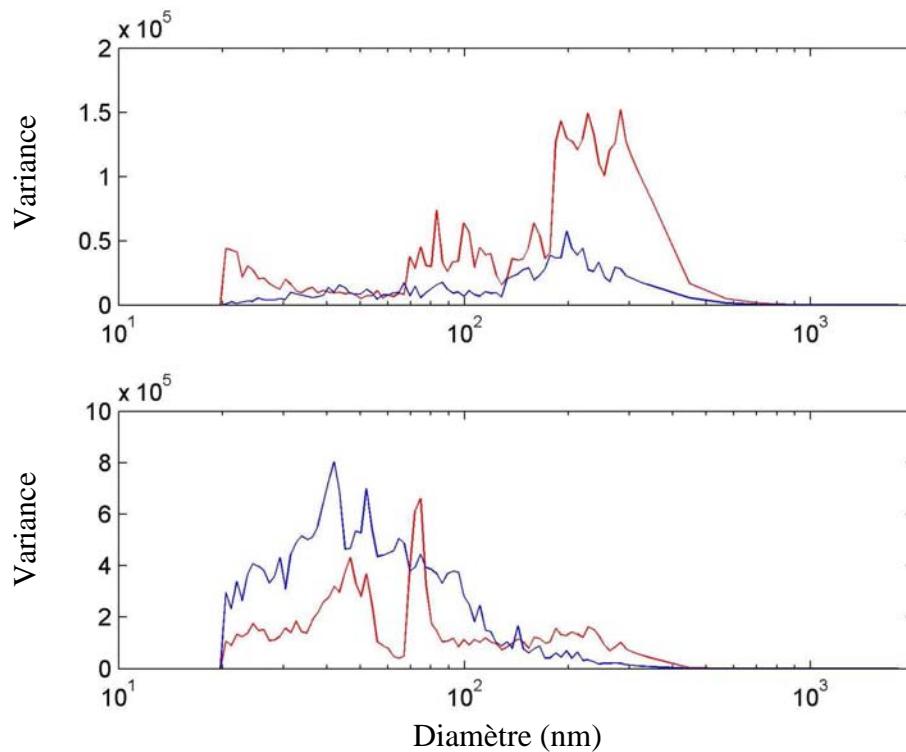


Figure 4.67 : Etude de la variance des mesures du SMPS et de l'OPC dans la couche intermédiaire (a) et dans la couche limite (b).

Tableau 4.13: Paramètres caractéristiques des log normales (en nombre) de la Figure 4.65

<i>Avant le passage du MCS</i>	<i>Concentration (cm⁻³)</i>	<i>Diamètre médian (nm)</i>	<i>Ecart type (σ)</i>
Couche limite	<i>Mode 1</i>	1157	87
	<i>Mode 2</i>	647	232
	<i>Mode 3</i>	5	743
Couche intermédiaire	<i>Mode 1</i>	214	85
	<i>Mode 2</i>	230	245
	<i>Mode 3</i>	12	634
<i>Après le passage du MCS</i>			
Couche limite	<i>Mode 1</i>	1251	82
	<i>Mode 2</i>	121	251
	<i>Mode 3</i>	8	529
Couche intermédiaire	<i>Mode 1</i>	133	59
	<i>Mode 2</i>	268	229
	<i>Mode 3</i>	16	703

Dans les parties précédentes, nous avons bien noté dans la couche intermédiaire une augmentation de la concentration des particules dont le diamètre est supérieur à 300 nm. De façon à bien considérer l'impact que peuvent avoir de telles particules dans notre étude, les distributions granulométriques volumiques des aérosols moyennées pour chaque vol et pour chaque couche sont également considérées (Figure 4.68). Leurs paramètres caractéristiques sont récapitulés dans le Tableau 4.14. Les distributions en taille des aérosols dans les deux couches (couche limite et couche intermédiaire) sont caractérisées par la présence de trois modes de particules avant et après le passage du MCS. Avant le passage du MCS, ces trois modes de particules sont centrés sur 306 nm, 314 nm et 1818 nm dans la couche limite, et sur 240 nm, 401 nm et 2680 nm dans la couche intermédiaire.

Après le passage du MCS, on observe une augmentation du diamètre médian du mode grossier de particules de 23% dans la couche limite et de 10% dans la couche intermédiaire. Dans la couche intermédiaire, l'augmentation du diamètre médian du mode grossier de particules est associée à une augmentation importante (d'un facteur 2) de la densité de concentration de ce mode. La situation post-MCS est donc probablement caractérisée par un évènement important de poussières désertiques. A ce stade, l'étude de la composition chimique des particules en présence dans les différentes couches est nécessaire pour confirmer ce résultat.

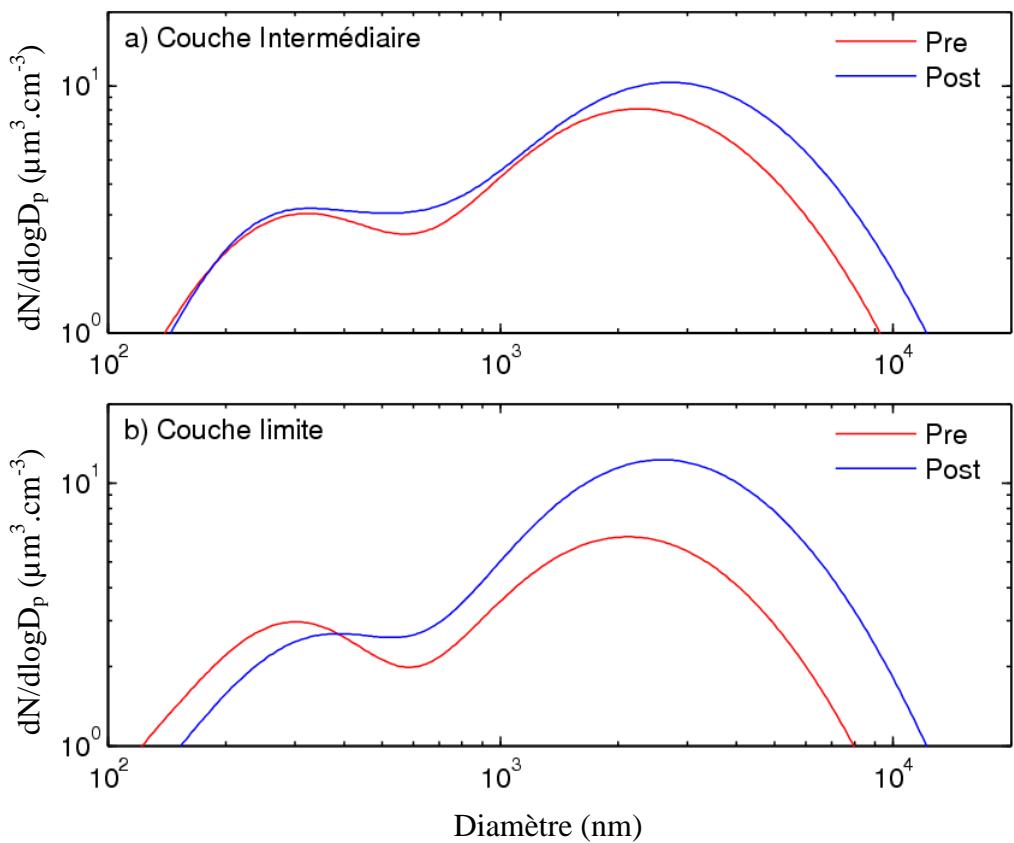


Figure 4.68 : Distribution granulométrique volumique des aérosols moyennée dans la couche d'air Saharien (Haut) et dans la couche limite (Bas), avant (rouge) et après (bleu) le passage du MCS,. Les concentrations $dV/d\log D_p$ sont données en $\mu\text{m}^3.\text{cm}^{-3}$. Ces données sont issues du SMPS et du GRIMM.

Tableau 4.14 : Paramètres caractéristiques des log-normales (en masse) apparaissant sur la Figure 4.68.

<i>Avant le passage du MCS</i>	<i>Concentration</i> $(\mu\text{m}^3.\text{cm}^{-3})$	<i>Diamètre médian (nm)</i>	<i>Ecart type (σ)</i>
<i>Couche limite</i>	Mode 1	2.6	306
	Mode 2	6.6	314
	Mode 3	4.0	1818
<i>Couche intermédiaire</i>	Mode 1	0.33	240
	Mode 2	3.71	401
	Mode 3	13.45	2680
<i>Après le passage du MCS</i>			
<i>Couche limite</i>	Mode 1	3	345
	Mode 2	1.5	334
	Mode 3	5.5	2238
<i>Couche intermédiaire</i>	Mode 1	0.05	127
	Mode 2	5.6	515
	Mode 3	24.8	2972

4.2.4.4. Caractérisation chimique des aérosols

Dans cette étude de cas, la composition chimique des aérosols a pu être déterminée globalement et individuellement. La composition individuelle et élémentaire des particules est déterminée à partir de substrats placés dans un impacteur. Rappelons que les deux étages de l'impacteur permettent de séparer les aérosols en fonction de leur taille : les particules du mode accumulation ($200 \text{ nm} < D_p < 1600 \text{ nm}$) et les particules du mode grossier ($1600 \text{ nm} < D_p < 3000 \text{ nm}$). L'analyse individuelle (en nombre) des particules permet tout d'abord de connaître la composition élémentaire des particules en fonction de leur taille, mais aussi de connaître l'état de mélange des aérosols prélevés.

L'analyse des composés organiques n'est pas encore disponible, de ce fait l'étude de la composition chimique totale est restreinte à la fraction inorganique non minérale. Cette fraction est déterminée à partir de filtres totaux collectant l'intégralité des aérosols dont le diamètre est inférieur à $3 \mu\text{m}$. De plus, il s'agit d'une mesure de la masse des éléments inorganiques par unité de volume d'air prélevé ($\mu\text{g.m}^{-3}$). Ainsi les particules les plus grosses ont donc le plus d'influence sur cette mesure. Les résultats de ces deux analyses ne peuvent pas être comparés pour une fermeture chimique, mais sont complémentaires.

Analyse individuelle des particules.

Les compositions élémentaires des particules présentes dans chaque couche pour chacun des vols peuvent être comparées et l'impact du passage du MCS peut être déterminé par comparaison entre les échantillons prélevés lors des deux vols de mesures.

Les particules du mode accumulation ($200 \text{ nm} < D_p < 1600 \text{ nm}$) :

Les Figures 4.69 a et b représentent l'abondance relative des différents types d'aérosols du mode accumulation en fonction de l'altitude, respectivement, avant et après le passage du MCS. Les deux premiers échantillons (480 m et 470 m) ont été prélevés dans la couche limite, tous les autres échantillons représentent la composition élémentaire des particules présentes dans les couches supérieures. Tous ces échantillons ont permis l'analyse d'un nombre de particules compris entre 17 et 30 (voir Tableau 4.15).

Avant le passage du MCS, la composition élémentaire des aérosols dans la **couche limite** est caractérisée par une forte abondance **d'aérosols de feux de biomasse (78%)**. Le rapport de la quantité de potassium sur celle du soufre permet d'évaluer le temps de transport subit par la masse d'air. Dans notre cas ce rapport est en moyenne de 0.95, ce qui correspond à une masse d'air chargée en aérosols de feux de biomasse loin de la source (Andreae *et al.*, 1988 ; Artaxo *et al.*, 1994 ; Pereira *et al.*, 1996). Les rétrotrajectoires, calculées par le model Hysplit, montrent que le flux en basses couches est issu du golfe de Guinée. Donc les particules de feux de biomasse échantillonées en quantité importante, dans la couche limite, sont issues des panaches de feux de biomasse situés sur le golfe de Guinée (Figure 4.57). Les poussières désertiques, les aérosols carbonés et les aérosols de nature indéterminée représentent respectivement 11%, 4% et 4% de l'échantillon. Enfin les aérosols sulfatés sont très minoritaires et leur abondance relative n'est que de 3%.

La composition élémentaire des aérosols, dans **les couches supérieures** avant le passage du MCS, évolue en fonction de l'altitude et la prédominance d'un type d'aérosol n'est pas évidente pour les échantillons prélevés entre 1900 m et 3060 m. On peut tout de même distinguer l'évolution de l'abondance relative des **aérosols sulfatés** en fonction de l'altitude. En effet, à 1900 m ils représentent seulement 10% des aérosols présents sur l'échantillon,

tandis qu'à 4500 m, ils sont largement majoritaires (61%). La fraction **des poussières désertiques** suit une tendance inverse et **diminue en fonction de l'altitude** (26% à 1900 m et 6% à 4500 m). La quantité d'aérosols de feux de biomasse dans les couches supérieures est toujours inférieure à 27%, soit largement inférieure à celle dans la couche limite. La partie indéterminée des aérosols (23% à 1900 m, 8% à 3060 m et 3% à 4500 m) ainsi que la fraction des sels de mer (35% à 1900 m) sont importantes.

Cependant, les incertitudes quant à la présence des sels de mer dans les couches supérieures sont grandes. En effet, les masses d'air dans les couches supérieures suivent le flux d'Harmattan. Les aérosols marins contenus dans ces masses d'airs peuvent provenir de la mer Méditerranée ou de la mer rouge. Mais, le temps de séjour (6 jours) et la distance parcourue (2000 km) par ces aérosols marins depuis leurs sources jusqu'à la zone échantillonnée est très importante. De plus, la durée de vie d'un sel de mer dans l'atmosphère est relativement faible due à sa composition chimique particulièrement hygroscopique et à sa taille importante. La présence de ces aérosols marins est donc étonnante sauf si l'on admet un brassage antérieur entre la couche limite et les couches supérieures.

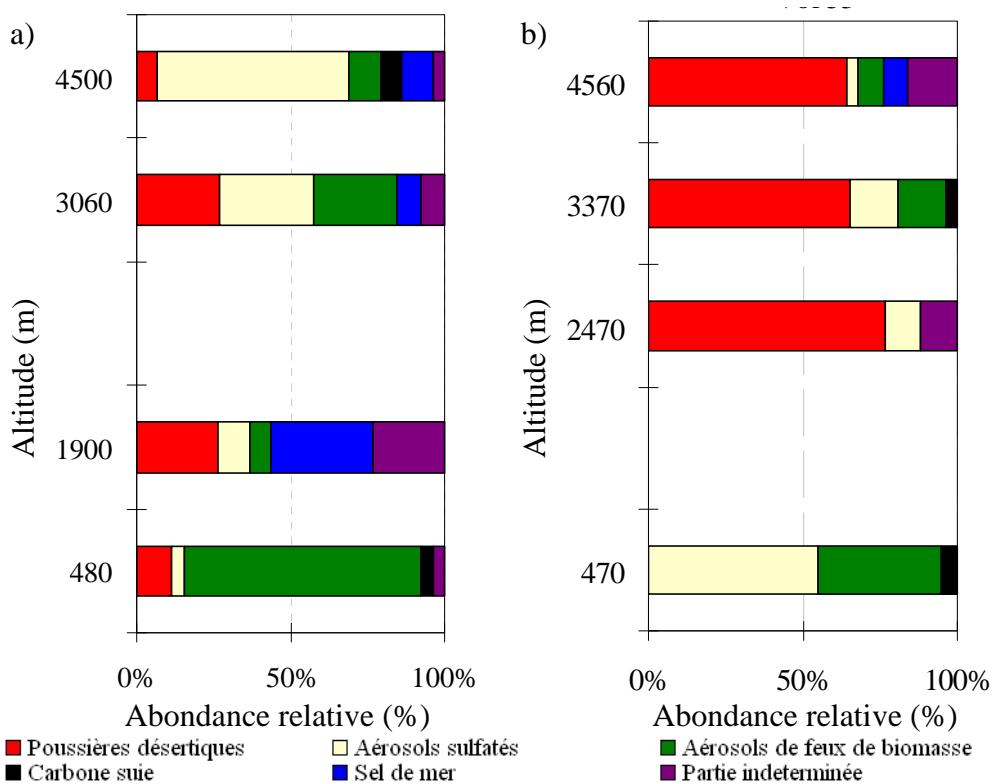


Figure 4.70 : Abondance relative des différents types d'aérosol, dont le diamètre est compris entre 200 et 1600nm, en fonction de l'altitude (m) a) le 14 août, avant le passage du MCS; b) le 15 août, après le passage du MCS.

Après le passage du MCS et dans la couche limite, seulement trois types d'aérosols différents ont été observés : les **aérosols sulfatés (55%)**, les **aérosols de feux de biomasse (40%)** et les aérosols de carbone suie (5%). Le passage du MCS résulte en une diminution importante de l'abondance d'aérosols de feux de biomasse, une augmentation d'un facteur ~18 des aérosols sulfatés et l'absence de poussières désertiques dans les basses couches.

Dans la couche intermédiaire, les **poussières désertiques** sont **majoritaires** entre 64% à 4560 m et 76% à 2470 m. La fraction de poussières désertiques augmente au détriment des

aérosols sulfatés (<15%). De même, la quantité d'aérosols de feux de biomasse diminue et est toujours inférieure à 15%. L'abondance relative des aérosols marins est beaucoup moins importante, voire nulle sur la plupart des échantillons (8% à 4560 m). Les aérosols, dont la nature n'a pas pu être déterminée, représentent 16% à 4560 m et 12% à 2470 m des aérosols présents sur l'échantillon.

La moyenne des abondances relatives des différents types d'aérosols dans la couche intermédiaire (entre 2500 m et 4500 m), permet de déterminer les différences majeures provoquées par le passage du MCS. Avant le passage du MCS, quatre types différents d'aérosols prédominent : les aérosols sulfatés (34%), les poussières désertiques (20%), les sels de mer (17%) et les aérosols de feux de biomasse (15%). Les divers types d'aérosols sont donc bien représentés. Après le passage du MCS, l'abondance relative des poussières désertiques est de 69%. Les aérosols sulfatés ne représentent plus que 10% des aérosols échantillonnes. On observe donc une forte diminution des espèces particulières qui ont les capacités hygroscopiques les plus importantes.

Tableau 4.15 : Quantité en nombre (et abondance relative) des différents types d'aérosols en fonction de l'altitude le 14 et le 15 août 2006.

	Altitude (m)	Poussières désertiques	Aérosols de feux de biomasse	Aérosols Sulfatés	Aérosols Carbonés	Sels de mer	Partie indéterminée	Nb total de particules
14 août	4500	2 (7 %)	3 (10 %)	18 (62 %)	2 (7 %)	3 (10 %)	1 (4 %)	29
	3060	7 (27 %)	7 (27 %)	8 (31 %)	0 (0 %)	2 (8 %)	2 (7 %)	26
	1900	8 (27 %)	2 (7 %)	3 (10 %)	0 (0 %)	10 (35 %)	7 (21 %)	30
	480	3 (11 %)	20 (77 %)	1 (4 %)	1 (4 %)	0 (0 %)	1 (4 %)	26
15 août	4560	16 (64 %)	2 (8 %)	1 (4 %)	0 (0 %)	2 (8 %)	4 (16 %)	25
	3370	17 (65 %)	4 (15 %)	4 (15 %)	1 (5 %)	0 (0 %)	0 (0 %)	26
	2470	13 (76 %)	0 (0 %)	2 (12 %)	0 (0 %)	0 (0 %)	2 (12 %)	17
	470	0 (0 %)	8 (40 %)	11 (55 %)	1 (5 %)	0 (0 %)	0 (0 %)	20

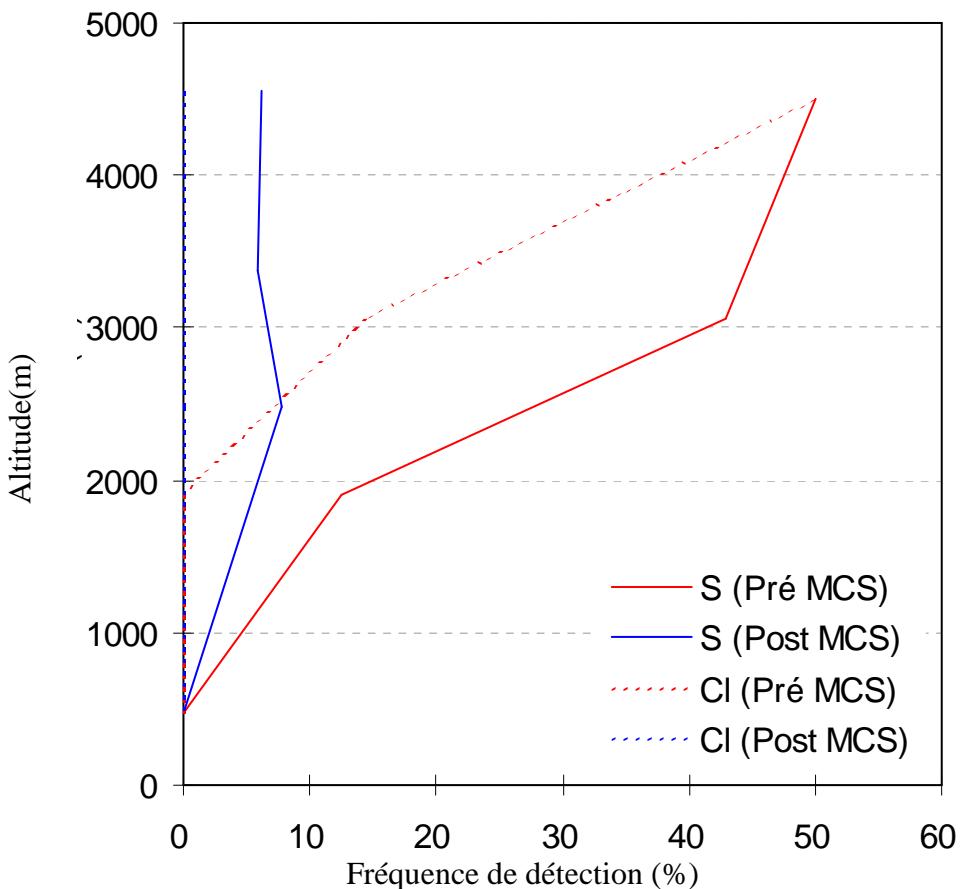


Figure 4.71 : Fréquence de détection des éléments soufre (S, trait plein) et chlore (Cl, pointillés) sur les poussières désertiques détectées avant (rouge) et après (bleu) le passage du MCS, en fonction de l'altitude.

Les analyses individuelles permettent aussi de déterminer l'état de mélange des poussières désertiques avant et après le passage du MCS. Pour cela, on détermine la fréquence de détection de certains éléments solubles, le soufre et le chlore (S et Cl) sur les particules minérales. Cette fréquence de détection est représentée sur la Figure 4.71 en fonction de l'altitude. Dans la couche limite, c'est à dire en dessous de 1200 m et 800 m (respectivement avant et après le passage du MCS), la fréquence de détection est nulle quel que soit l'élément considéré. Donc les **poussières désertiques** présentes dans la couche limite n'apparaissent **pas chimiquement modifiées**.

Dans les couches supérieures, la fréquence de détection d'éléments solubles sur les poussières évolue avec l'altitude. Avant le passage du MCS, plus l'altitude augmente plus la présence de soufre et de chlore est importante, atteignant 50% à 4500 m, soit une particule minérale sur deux chimiquement modifiée par des éléments solubles. Après le passage du MCS, le chlore est inexistant dans tous les échantillons prélevés tandis que la fréquence de détection du soufre est faible et relativement constante (~ 7%) sur toute la gamme d'altitude. En comparant les deux situations, on observe que **le passage du MCS provoque une diminution de la quantité relative de poussières désertiques chimiquement modifiées par des éléments solubles**. Avant le passage du MCS, les poussières désertiques auraient un caractère plus hygroscopique qu'après le passage du MCS.

Les particules du mode grossier ($D_p > 1600 \text{ nm}$) :

Les analyses individuelles des particules du mode grossier ne sont pas complètes. En effet, seuls les filtres du vol effectué avant le passage du MCS ont été analysés (Figure 4.72 et Tableau 4.16). La comparaison des données avant/après le passage du MCS est donc impossible pour l'instant. Cependant, ces données nous permettent de mieux comprendre la situation avant le passage du MCS. Les deux premiers échantillons (490 m et 750 m) ont été collectés dans la couche limite, les trois échantillons restant (1900 m, 3060 m et 4500 m) ont été collectés dans les couches supérieures.

Quelque soit l'altitude, les particules du mode grossier sont majoritairement des poussières désertiques (>67%) et les aérosols sulfatés sont inexistant. Les autres types d'aérosols sont minoritaires sur tous les échantillons prélevés. Cependant, les aérosols marins sont présents sur chaque échantillon et en quantité non négligeable jusqu'à 31% à 1900 m. Les aérosols biogéniques sont en quantité plus importante dans les basses couches (6%).

Tableau 4.16 : Quantité en nombre (et abondance relative) des différents types d'aérosols dont le diamètre est supérieur à 1600nm, représentée sur la Figure 4.51 le 14 août 2006.

Altitude (m)	Poussières désertiques	Aérosols de feux de biomasse	Aérosols sulfatés	Sels de mer	Aérosols Biogéniques	Nb total de particules
4500	32 (86 %)	1 (3 %)	0 (0 %)	3 (8 %)	1 (3%)	37
3060	43 (80 %)	0 (0 %)	0 (0 %)	11 (20 %)	0 (0 %)	54
1900	53 (67 %)	2 (2 %)	0 (0 %)	25 (31 %)	0 (0 %)	80
750	43 (73 %)	0 (0 %)	0 (0 %)	15 (25 %)	1 (2 %)	59
480	26 (76 %)	0 (0 %)	0 (0 %)	6 (18 %)	2 (6%)	34

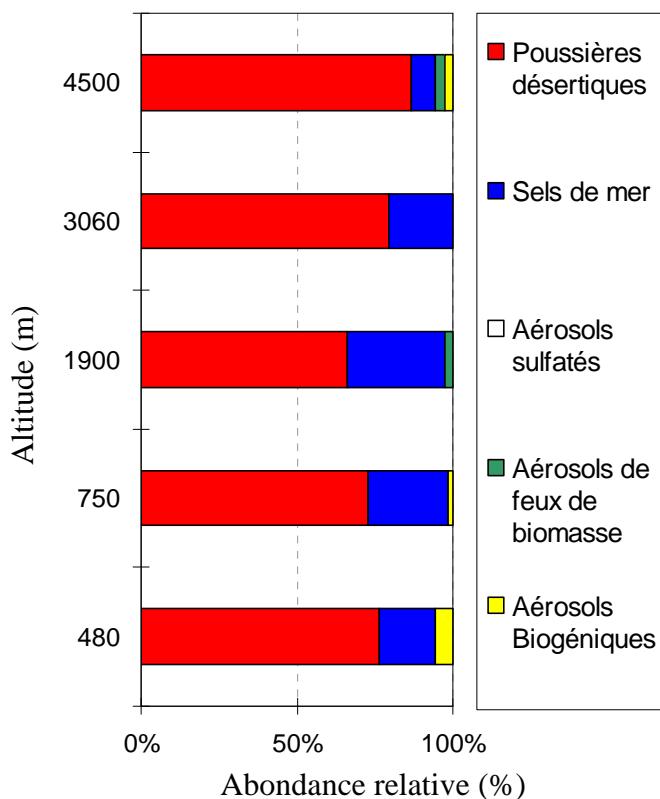


Figure 4.72 : Abondance relative des différents types d'aérosol, dont le diamètre est supérieur à 1600 nm, en fonction de l'altitude (m) le 14 août, avant le passage du MCS.

La fréquence de détection des éléments solubles (S et Cl) sur les poussières désertiques du mode grossier est représentée sur la Figure 4.73. Cette fréquence de détection diminue en fonction de l'altitude quel que soit l'élément soluble. Le chlore et le soufre sont présents sur 43% des poussières désertiques dans la couche limite. Au-dessus de la couche limite, leur fréquence de détection diminue et atteint 20% pour le soufre et 5% pour le chlore à 4500 m. Donc, avant le passage du MCS, les poussières désertiques apparaissent chimiquement modifiées par des éléments solubles, essentiellement dans la couche limite, alors que peu le sont dans la couche intermédiaire.

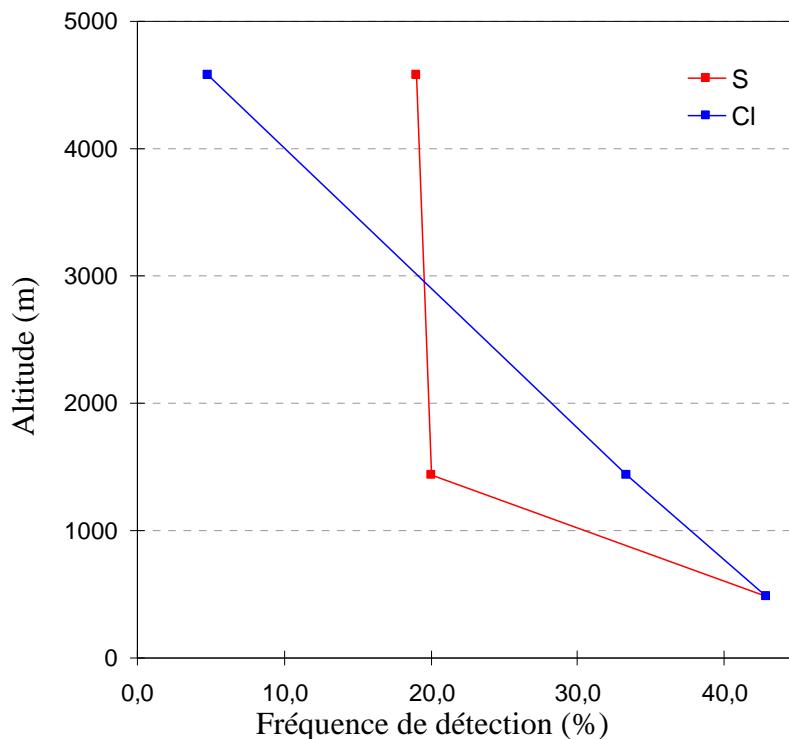


Figure 4.73 : Fréquence de détection de soufre (rouge) et de chlore (bleu) sur les poussières désertiques du mode grossier en fonction de l'altitude, le 14 août 2006.

Le soufre et le chlore ne sont pas les seuls éléments solubles capables de se déposer sur les poussières désertiques. Seule l'observation au microscope des filtres en nitron peut nous renseigner sur la présence ou non de nitrate sur les particules. Les micrographes de la Figure 4.74 représentent les particules du mode grossier échantillonnées sur un substrat en nitron avant et après le passage du MCS. Sur chacun de ces micrographes, on peut observer la présence de formes acérées autour des particules. Ces formes sont typiques d'un dépôt de cristal nitron-nitrate dans le substrat. Avant et après le passage du MCS, la présence d'une pellicule de surface composée de nitrate est évidente.

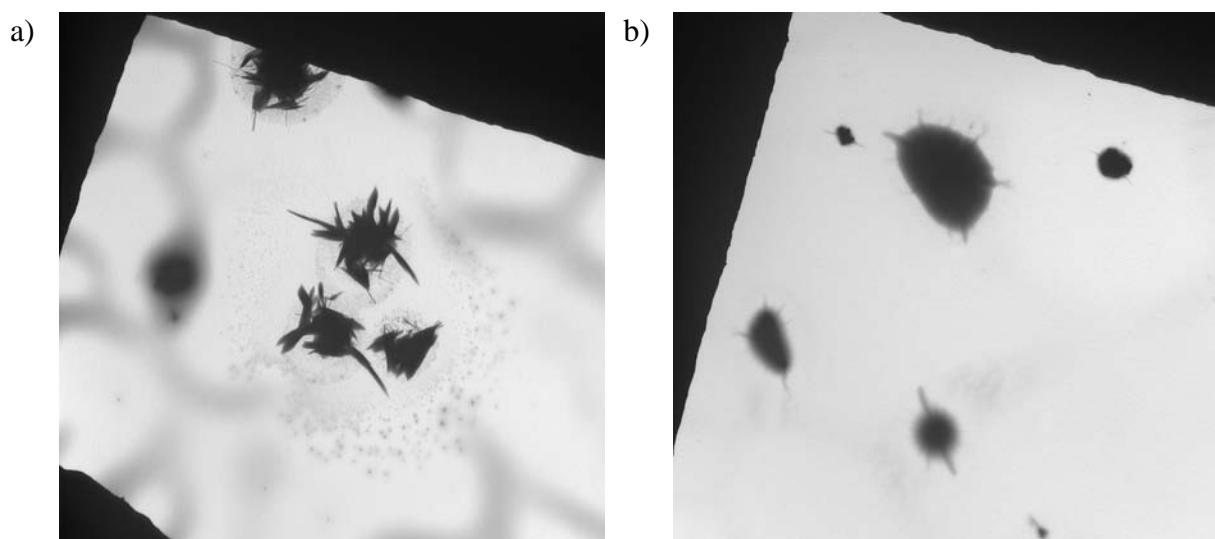


Figure 4.74 : Images prises grâce à un microscope à balayage électronique sur les substrats de l'impacteur pour les particules du mode grossier prélevées à 3060 m le 14 août à gauche et à 4500 m le 15 août à droite

Composition chimique des aérosols inorganiques solubles

L'analyse du filtre échantillonné dans la couche limite avant le passage du MCS montre une quantité importante de composés inorganiques solubles. A partir des données granulométriques et d'une densité maximale de 2.7 appliquée à toutes les particules, la masse de l'ensemble des particules collectées est recalculée. Cette masse étant beaucoup plus faible que celle retrouvée sur le filtre, une contamination extérieure de ce filtre est évidente. De ce fait, cette mesure a été éliminée.

Les échantillons analysés montrent la prédominance de nitrate, d'ammonium, de calcium et de sulfate quelle que soit la couche et la date de prélèvement. Avant le passage du MCS dans les couches supérieures, les concentrations relatives de nitrate et d'ammonium représentent respectivement 44% et 7% tandis que celles de calcium et de sulfate représentent respectivement 28% et 16% de la concentration totale des composés inorganiques solubles.

Après le passage du MCS, et dans la couche limite, les concentrations relatives de nitrate (83%) et d'ammonium (13%) sont très importantes. Ces deux espèces sont largement majoritaires par rapport aux autres espèces inorganiques qui ne représentent que 4% de la concentration totale des composés inorganiques.

Dans les couches supérieures, la concentration massique totale avant le passage du MCS est très faible ($1.19\mu\text{g}.\text{m}^{-3}$) tandis qu'après le passage du MCS celle-ci ($12.99\mu\text{g}.\text{m}^{-3}$) est presque deux fois supérieure à la moyenne durant toute la campagne de mesures ($7.64\mu\text{g}.\text{m}^{-3}$). Ceci est dû principalement à une augmentation de la quantité de nitrate (69%) et d'ammonium (24%). La concentration relative de sulfate diminue jusqu'à 5% tandis que celle du calcium devient nulle.

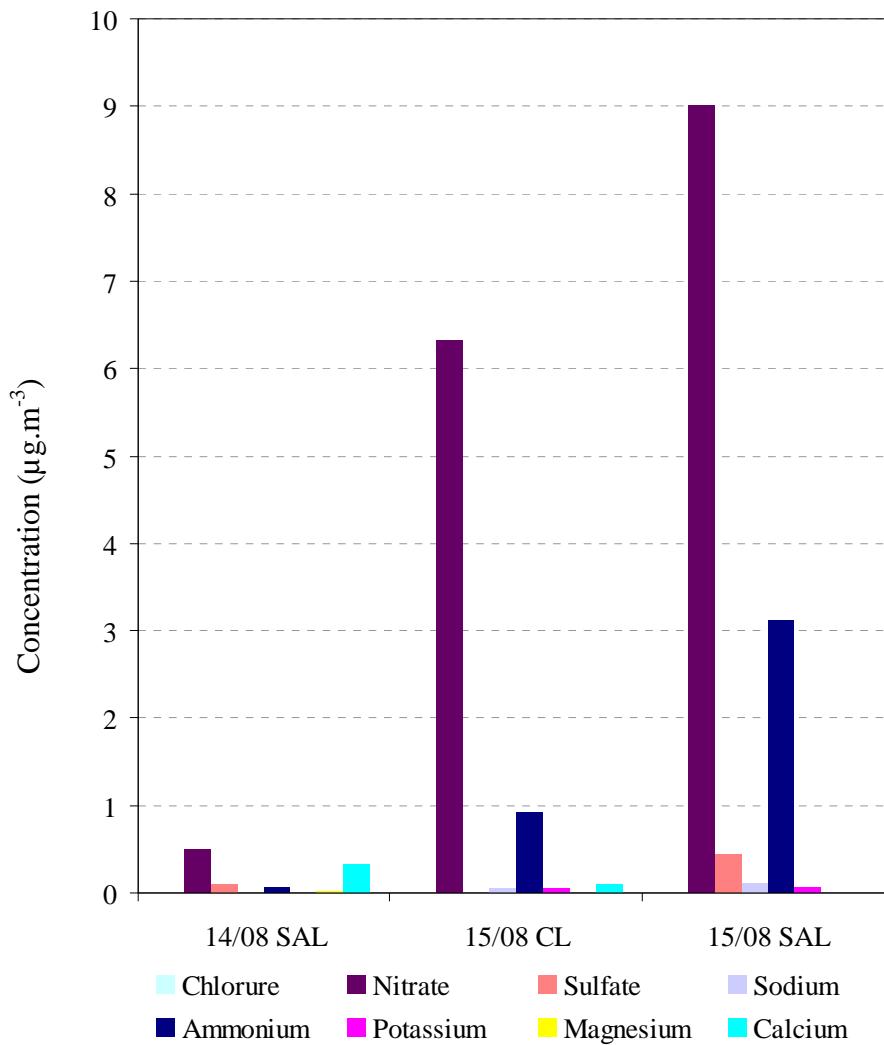


Figure 4.75 : Composition chimique de la fraction ionique majeure, déterminée à partir de filtres totaux, le 14 août 2006 et le 15 août 2006.

En résumé, la composition élémentaire des particules du mode accumulation révèlent une abondance relative des aérosols de feux de biomasse importante (78%) dans la **couche limite** avant le passage du MCS associé à un évènement particulier de transport à grande échelle de panaches de feux de biomasse provenant du centre de l'Afrique. De plus, les particules du mode grossier sont à plus de 73% des poussières désertiques quelle que soit l'altitude.

Après le passage du MCS, l'abondance relative en aérosols de feux de biomasse diminue brutalement dans la couche limite probablement à cause du lessivage des aérosols lié aux précipitations du MCS. En comparant ces analyses chimiques aux spectres granulométriques des aérosols (Figure 4.65 et Figure 4.68), on peut en déduire que le mode 2, dont la concentration diminue fortement après le passage du MCS, est probablement associé à des aérosols de feux de biomasse. Puis, le passage du MCS est responsable d'une augmentation de l'abondance relative des aérosols sulfatés jusqu'à 50% des aérosols du mode 2 échantillonnes.

Dans la couche intermédiaire, la concentration totale des principales espèces ioniques inorganiques montre une augmentation importante de la quantité de matière non-minérale, supérieure à la moyenne observée durant toute la campagne AMMA, après le passage du MCS. Un flux de matière ionique a donc enrichi la SAL en espèces inorganiques

(principalement nitrate, ammonium et sulfate). Ce flux de matière ne peut provenir que de la couche limite où l'évènement de feux de biomasse a entraîné de fortes concentrations de nitrates, impliquant un mélange important des deux couches. De plus, le passage du MCS est associé à une augmentation de l'abondance des poussières désertiques au détriment des aérosols sulfatés. Ces poussières désertiques apparaissent chimiquement modifiées avant le passage du MCS ce qui n'est pas le cas après le passage du MCS.

Ces résultats ne pourront malheureusement pas être confirmés par une analyse de la thermodesorption des particules. En effet, ces données ne sont pas disponibles pour cette étude suite à un problème technique survenu sur les instruments de mesures.

4.2.5 Bilan des observations

Pour ce cas d'étude, le bilan des observations peut être établi comme suit :

- **Dans la couche limite :**

Avant le passage du MCS, la concentration totale des particules est comprise entre 1500 et 2000 cm^{-3} , répartie sur trois modes (en nombre). Le premier mode de particules, centré sur 87 nm et observé durant toute la campagne, est caractéristique de la pollution locale. Le second mode de particules, centré sur 232 nm, représente une population d'aérosols âgée essentiellement composée de particules de feux de biomasse (78%). Ces aérosols proviennent de panaches de feux de biomasse présents sur le golfe de Guinée et transportés par le flux de mousson sur le continent. Les particules du mode grossier (centré sur 743 nm) sont à plus de 73% des poussières désertiques, dont 40% sont chimiquement modifiées par des éléments solubles (soufre et chlore). De plus, les micrographes des substrats en nitron montrent que la majorité des particules du mode grossier est recouverte d'une pellicule de nitrate. Plusieurs études ont montré que les aérosols de feux de biomasse ainsi que les poussières désertiques recouvertes d'une pellicule d'éléments solubles se comportent comme de très bons CCN (*Levin et al., 1996 ; Roberts et al., 2003; Andreae et al., 2004 ; Levin et al. 2005*). Cependant, le rapport $\text{CCN}_{0.6}/\text{CN}$ reste ici relativement faible (0.3).

Après le passage du MCS, la concentration totale des particules diminue en moyenne de 30% et reste inférieure à 1500 cm^{-3} . Comme dans le cas précédent, la perte de particules est sans doute une conséquence du lessivage des aérosols par le flux de précipitation du MCS *Loosmore et al. (2003)* et *Peter et al. (2005)*. De même, la concentration de $\text{CCN}_{0.6}$ diminue de 50% en moyenne. Néanmoins, le rapport $\text{CCN}_{0.6}/\text{CN}$ ne montre pas de tendance marquée dans la couche limite et reste de l'ordre de 0.3. Il semblerait que le MCS n'ait pas d'impact sur les capacités hygroscopiques des aérosols dans la couche limite. Les distributions granulométriques des aérosols sont toujours tri-modales. Le diamètre médian du mode grossier de particules, centré sur 529 nm, diminue alors que sa concentration augmente. Les modifications dues au passage du MCS semblent plus marquées sur le mode 2 de particules (en nombre). En effet, son diamètre médian évolue peu mais sa concentration est divisée par 6. Ce résultat est en accord avec la diminution de l'abondance relative des aérosols de feux de biomasse (représentant initialement 78%) qui ne représentent plus que 40% des particules de ce mode. Les aérosols sulfatés sont alors majoritaires à plus de 50% sur le mode 2 de particules. A partir de ce résultat, il reste à déterminer si le système convectif est apte à provoquer cette augmentation importante d'aérosols sulfatés dans la couche limite.

- **Dans la couche intermédiaire :**

Avant le passage du MCS, la concentration de particules varie de 1500 à 400 cm⁻³ et la concentration des grosses particules est toujours inférieure à 150 cm⁻³. Cette population de particules est répartie sur trois modes (en nombre) centrés sur 85, 245 et 634 nm. Le nombre d'aérosols sulfatés augmente avec l'altitude jusqu'à atteindre 61% des aérosols du mode 2. L'abondance relative des poussières désertiques reste faible (<26%) quelle que soit l'altitude. De plus, la fréquence de détection d'éléments solubles (S et Cl) augmentant avec l'altitude, ces particules apparaissent de plus en plus altérées chimiquement. Ainsi, à 4500m, une poussière désertique sur deux contient un de ces deux éléments solubles. Les particules du mode grossier (*mode 3*) sont composées à 70% de poussières désertiques. Dans ces gammes de diamètres, la fréquence de détection du soufre et du chlore est faible (<20%), alors qu'on peut observer sur les substrats en nitron la présence d'une pellicule de nitrate autour des particules du mode grossier. Une partie importante des particules du mode accumulation et du mode grossier est donc plutôt hygroscopique. La valeur maximale du rapport CCN_{0.6}/CN est de 0.9. L'augmentation de ce rapport est à rapprocher de l'augmentation importante du nombre de CCN_{0.6} présents dans la couche d'air comprise entre 2500 m et 4500 m.

Après le passage du MCS, la concentration totale des particules varie de 1200 cm⁻³ à 400 cm⁻³. Le passage du MCS provoque une diminution (50%) de la concentration totale en particules associée à une augmentation jusqu'à 400% de la concentration des grosses particules (D_p>300 nm). Ce résultat est parfaitement en accord avec l'augmentation des diamètres médians et des concentrations des modes 2 et 3 (en masse) de particules. Les analyses individuelles des particules du mode accumulation (200 nm < D_p < 1600 nm) montrent une augmentation importante de l'abondance relative des poussières désertiques (69%) au détriment de celle des aérosols sulfatés (10%). Cette augmentation de la concentration de poussières désertiques est sans nul doute la cause de l'augmentation de la concentration des grosses particules (D_p>300 nm). La fréquence de détection des éléments solubles observée sur ces poussières désertiques montre peu de modification chimique, donc peu de modification hygroscopique. La présence de ces poussières désertiques agissant comme de très mauvais CCN peut donc expliquer la diminution observée du rapport CCN_{0.6}/CN jusqu'à 0.4. L'analyse individuelle des particules du mode grossier (1600 nm < D_p < 3000 nm) est encore en cours. On s'attend à ce que ces résultats confirmént l'existence d'une production importante de poussières désertiques dans la SAL.

4.3. CONCLUSIONS

Ces deux cas d'étude ont permis de mieux décrire quelle pouvait être l'influence de systèmes convectifs sur les propriétés des aérosols. Les deux cas de MCS étudiés sont du point de vue de leurs caractéristiques dynamiques très différents. Ces caractéristiques, déterminées par le programme de suivi des MCS (ISIS), des données des ballons sondes lancés à partir de Niamey, des analyses d'Arpège tropiques et des données ARM, sont répertoriées dans le Tableau 4.17.

Tout d'abord les deux systèmes convectifs étudiés n'ont pas du tout les mêmes caractéristiques morphologiques. La durée de vie et la vitesse de déplacement du MCS du 14 d'août sont deux fois plus importantes que celles du MCS du 1^{er} juillet. La température minimum correspond à la température au sommet du nuage, variable qui indique indirectement la hauteur du sommet du nuage. A partir des données des radiosondages, le sommet du nuage peut être estimé à 16,2 km pour le MCS du mois d'août et à 14,2 km pour celui du 1^{er} juillet. La différence la plus marquée entre ces deux cas de MCS concerne leur surface. Les surfaces sont déterminées par ISIS et les diamètres sont calculés en considérant que cette surface est circulaire. La surface du MCS du 14 août est six fois plus importante que celle du MCS du 1^{er} juillet (7368km² le 1^{er} juillet et 46393km² le 14 août).

En Afrique, les évènements de convection sont différents de ceux se produisant dans les pays européens. En effet, la présence du front inter-tropical donne lieu à un cisaillement de vent vertical qui entraîne un décalage spatial entre la zone de convection et la zone de précipitations. Le flux de précipitation crée ainsi des courants descendants. Ces courants de densité en percutant le sol renforcent la convergence à la base de la convection. De cette manière la convection est auto-entretenue. Plus le cisaillement est important plus la convection sera entretenu. Les ballons de radiosondage ont permis d'étudier la stratification verticale du vent et donc du cisaillement vertical. Ce cisaillement était plus important au mois d'août (23 m.s⁻¹) qu'au mois de juillet (16 m.s⁻¹) ce qui peut expliquer la longévité du MCS du 14 août.

Pour résumer ces différences on peut dire que le MCS du mois d'août dure plus longtemps, est deux fois plus rapide, parcourt deux fois plus de distance, son sommet est plus haut, et sa surface est six fois plus importante. Ces différences dynamiques et morphologiques importantes entre les deux cas d'étude de MCS peuvent entraîner des impacts différents sur l'atmosphère et des interactions différentes avec les aérosols.

Une partie de la stratégie de mesure (même type de plan de vol, mêmes horaires...) appliquée durant la campagne nous permet d'écartier plusieurs mécanismes pouvant entraîner des changements des propriétés des aérosols (conditions environnementales différentes, turbulences ...). Par contre, les intervalles de temps entre les vols de mesures et le passage du MCS sur la zone échantillonnée, sont différents dans les deux cas. En effet, le 1^{er}/2 juillet, les vols de l'ATR-42 ont été réalisés 12 heures avant et 12 heures après le passage du MCS, tandis que le 14/15 août, les vols de l'ATR-42 ont eu lieu juste devant la ligne de front du MCS et 24 heures après le passage du MCS. Les situations caractérisées par les propriétés physiques et chimiques des aérosols avant et après le passage du MCS ne sont donc pas exactement les mêmes pour les deux cas d'étude.

Tableau 4.17 : Conditions synoptiques et variables dynamiques et morphologiques des MCS étudiés au mois de Juillet et au mois d'Août. (1) Données ISIS, (2) Données de prévision Arpège tropiques source : <http://aoc.amma-international.org>, (3) Données issues de ballons sondes, (4) Données ARM.

			Cas du 1 ^{er} Juillet	Cas du 14 Août
Positions et Variables morphologiques	Lat CG Init (°)	(1)	14,86	15,2
	Long CG Init (°)	(1)	5,87	14,6
	Lat CG Fin (°)	(1)	13,55	15,36
	Long CG Fin (°)	(1)	-1,52	-5,71
	Durée de vie du MCS (min)	(1)	1290	1815
	Distance parcourue (km)	(1)	812,7	2167,11
	Vitesse de déplacement moyenne ($m.s^{-1}$)	(1)	10,5	19,9
	Temperature moyenne (°C)	(1)	12,86 km (-58°C)	14,26 km (-68°C)
	Min Temperature moyenne (°C)	(1)	14,29 km (-69,1°C)	14,98 km (-74,6°C)
	Temperature minimum (°C)	(1)	14,25 km (-68,8°C)	16,20 km (-81,2°C)
	Surface moyenne (km^2)	(1)	7368	46393
	Max surface (km^2)	(1)	14660	120760
	Diamètre (équivalent sphère en km)	(1)	68,51	171,90
	Diamètre max (équivalent sphère en km)	(1)	96,63	277,34
	Min Taux de refroidissement ($^{\circ}C.h^{-1}$)	(1)	-28	-20
	Max Taux de refroidissement ($^{\circ}C.h^{-1}$)	(1)	24	88
Flux et jets	Vent 950 hPa J ($m.s^{-1}$)	(2)	4,2 SE	1,2 SEE
	Vent 950 hPa J+1 ($m.s^{-1}$)	(2)	2,8 SE	2,8 SE
	AEJ moyen J ($m.s^{-1}$)	(2)	5,5 E	8,3 E
	AEJ moyen J+1 ($m.s^{-1}$)	(2)	7 E	9,7 E
	TEJ moyen J ($m.s^{-1}$)	(2)	5,5 NO	9,7 E
	TEJ moyen J+1 ($m.s^{-1}$)	(2)	4,2 NO	7 E
	Humidité J 600 hPa	(2)	60%	60%
	Humidité J+1 600 hPa	(2)	65%	70%
	Troposphère (km)	(3)	16,2 (100hPa)	16,3 (100hPa)
	ITD (lat au dessus du Niger)	(3)	17°	23°
Variables dynamiques	Cisaillement maximum ($m.s^{-1}$)	(3)	16	23
	Vent 950 hPa moyen ($m.s^{-1}$)	(3)	4	5
	AEJ moyen ($m.s^{-1}$)	(3)	-12,5	-18
	TEJ moyen ($m.s^{-1}$)	(3)	-10	-25
	ANALYSE			
	CAPE ($J.kg^{-1}$)	(2)	977	1625
	CIN ($J.kg^{-1}$)	(2)	155	18
	Niveau de flottabilité neutre (km)	(2)	13,145(174mb)	13,7(159mb)
Variables dynamiques	Overshoot (km)	(2)	1,1	2,5
	Radio Sondages			
	CAPE ($J.kg^{-1}$)	(3)	1285,83	2440,78
	CIN ($J.kg^{-1}$)	(3)	195,926	43,1769
	Niveau de flottabilité neutre (km)	(3)	13.525 km (163,749mb)	15.088km (125,971mb)
	Overshoot (km)	(3)	0,72	1,112
	Precipitation Banizoumbou (mm)	(4)	17	3
	Precipitation Niamey (mm)	(4)	2	20

Des différences sont observées sur les résultats analytiques des propriétés physiques et chimiques des aérosols. Le premier cas d'étude montre une augmentation de l'hygroscopicité des aérosols dans la SAL après le passage du MCS, tandis que le deuxième cas d'étude montre une diminution de l'hygroscopicité des aérosols dans cette même couche, après le passage du MCS toujours dans la SAL. Dans **le premier cas d'étude**, ces résultats sont attribués à une augmentation de la solubilité des aérosols. En effet, avant le passage du MCS, on observe dans la SAL la présence en quantité importante de poussières désertiques dont les propriétés de surface dans le mode accumulation et le mode grossier ne sont pas altérées. Les poussières désertiques gardant leurs propriétés originelles, leur caractère peu hydrophile est conservé. Après le passage du MCS, la quantité relative de poussières diminue tandis que celle des aérosols sulfatés augmente. Ces poussières désertiques sont alors chimiquement modifiées en surface par enrobage d'espèces solubles tels que des sulfates, des chlorures ou des nitrates, ce qui les rend plus hydrophiles (*Levin et al., 1996 ; Levin et al., 2005*). Ainsi, après le passage du MCS, la SAL s'est enrichie en aérosols solubles, ce qui a pour effet d'augmenter le rapport CCN/CN. Parallèlement, on observe un soulèvement de poussières désertiques par le MCS en accord avec l'augmentation de la concentration du mode 3 (en masse).

Le second cas d'étude montre des résultats plutôt contraires. En effet, avant le passage du MCS, on observe d'une part des poussières désertiques, chimiquement modifiées par des éléments solubles, en quantité relative très faible et d'autre part des aérosols sulfatés qui à certaines altitudes sont majoritaires. Après le passage du MCS, la quantité relative de poussières désertiques non modifiées augmente, tandis que la quantité d'aérosols sulfatés diminue. L'abondance d'aérosols solubles est donc plus importante avant le passage du MCS. Ce résultat a pour effet de diminuer le rapport de CCN/CN après le passage du MCS.

A ce stade de l'étude, les observations mettent en évidence des modifications des propriétés physico-chimiques des aérosols avant et après le passage du MCS. Cependant, les processus pouvant modifier les propriétés physico-chimiques des aérosols ne sont pas déterminés. Dans la littérature, un processus d'altération des propriétés de surface des particules impactant leurs propriétés hygroscopiques résultant du passage des aérosols dans une phase aqueuse suggéré (*Meng et Seinfeld, 1994 ; Kerminen et Wexler, 1994 ; Levin et al., 1996 ; Zhuang et al., 1999 ; Levin et al., 2005*). Le premier cas d'étude semble montrer que ce processus a eu lieu mais le second cas indique le contraire. Afin de comprendre l'origine de ce contraste et les différents processus mis en jeu dans un MCS, un exercice de modélisation a été réalisé afin, d'une part, d'analyser l'origine des masses d'air échantillonnées par l'ATR-42, l'impact du MCS sur ces masses d'air et, d'autre part, de comprendre les processus déclenchés par le système convectif, et leurs effets les propriétés physiques et chimiques des aérosols lors de leur transport (horizontal et vertical) dans la cellule convective.

CHAPITRE 5. ANALYSES NUMERIQUES DES MASSES D'AIR

CHAPITRE 5. Analyses numériques des masses d'air.....	139
5.1. Etude de cas : Simulation Meso-NH de la situation du 1 et 2 juillet 2006.....	140
5.1.1 Description générale du modèle.....	140
5.1.2 Approche utilisée	141
5.1.3 Analyse et validation dynamique des systèmes convectifs.....	144
5.1.4 Les aérosols désertiques.....	154
5.1.5 Bilan	165
5.2. Etude de cas : MCS observé le 14/15 août 2006	167
5.2.1 Description du modèle HYSPLIT-4	167
5.2.2 Origines des masses d'air échantillonnées par l'ATR-42	168
5.2.3 Bilan	175
5.3. Conclusions	177

5.1. ETUDE DE CAS : SIMULATION MESO-NH DE LA SITUATION DU 1 ET 2 JUILLET 2006

5.1.1 Description générale du modèle

Méso-NH est un modèle non-hydrostatique à aire limitée qui a été développé conjointement par le Laboratoire d'Aérologie (LA) et Météo-France (CNRM). Ce modèle est destiné à simuler les mouvements atmosphériques depuis l'échelle méso-alpha (l'échelle de fronts) jusqu'à la micro-échelle (l'échelle de la turbulence). Une description détaillée du modèle est donnée par *Lafore et al.* (1998) et sur le site web : www.aer.obs-mip.fr/mesonh/. Non-hydrostatique signifie que l'on autorise les fluctuations de pression sur la verticale et donc les accélérations verticales indispensables à la représentation de la convection. La configuration retenue pour nos simulations utilise le système anélastique d'équations de Durran (1989). L'approximation anélastique signifie que l'on interdit à ces fluctuations d'atteindre le domaine acoustique. On utilise pour cela un profil de densité constant dans les équations de continuité et de conservation de la quantité de mouvement, sauf pour les termes relatifs à la flottabilité.

Plusieurs paramétrisations différentes ont été introduites pour la convection (*Bechtold et al.*, 2001), la microphysique nuageuse (*Pinty et Jabouille*, 1998 ; *Cohard et al.*, 2000), la turbulence (*Bougeault et al.*, 1989), les échanges thermodynamiques biosphère-atmosphère (ISBA) (*Noilhan et Mafouf*, 1996), les interactions urbaines avec l'atmosphère (Masson et al. 2000), les processus d'éclairs (*Barthe et al.*, 2005), la chimie gazeuse (*Suhre et al.*, 1998 ; *Tulet et al.*, 2003) et la chimie des aérosols (*Tulet et al.*, 2005).

Méso-NH utilise le code de radiation du CEP (*Fouquart et al.*, 1980 ; *Morcrette et al.*, 1986 ; *ECMWF* 2004) qui calcule les flux radiatifs dans les domaines visible et infrarouge. Le schéma radiatif détermine le taux de refroidissement/réchauffement sur chaque colonne verticale à partir des profils verticaux de température, d'humidité, des informations sur la couverture nuageuse et de la masse d'aérosols.

Le modèle Méso-NH utilise la technique des modèles emboîtés ou gridnesting (*Clark et Farley*, 1984). Cette technique consiste à faire tourner plusieurs versions du modèle avec différentes résolutions. Les différents modèles sont reliés par deux flux d'informations représentant l'interaction bi-directionnelle.

- Un flux descendant les échelles spatiales (one-way) permettant de fournir les conditions limites au modèle intérieur par interpolation des champs du modèle extérieur à chaque pas de temps de celui-ci.
- Un flux remontant les échelles spatiales également (two-way) permettant de relaxer les valeurs du modèle extérieur vers une moyenne des champs du modèle intérieur sur le domaine de recouvrement des deux modèles à chaque pas de temps du modèle extérieur.

5.1.2 Approche utilisée

5.1.2.1. Paramétrisations

Dans le modèle Meso-NH, les processus physiques non résolus sont représentés par un ensemble complet de paramétrisations. Ci-dessous sont indiquées les principales qui ont été utilisées dans les simulations MesoNH de cas d'étude :

- **Schéma microphysique explicite** : Ce schéma traite les nuages et les précipitations à l'échelle de la maille suivant les principes généraux de la méthode de *Kessler* (1969) avec l'eau sous forme de vapeur, nuage et pluie. La présence de glace est nécessaire si l'on traite une situation d'hiver ou s'il est important de bien traiter la moyenne et la haute troposphère. Les processus microphysiques associés aux particules glacées (glace primaire, neige, neige roulée) sont essentiels pour reproduire un système convectif intense. Le schéma ICE 3 permet de prendre en compte la phase glace (*Pinty et Jabouille*, 1998) et est basé sur le schéma de *Caniaux et al.* (1994).
- **Schéma de convection** (*Bechtold et al.*, 2001) : permet de représenter la convection nuageuse à des échelles inférieures à la taille de la maille à l'aide d'un schéma 1D de convection profonde basé sur le schéma de *Kain et Fritsch* (1993). Ce schéma a été évalué dans une étude d'intercomparaison de modèle pour le cas d'une ligne de grains observée durant TOGA-COARE (*Bechtold et al.*, 2000). Le déclenchement de la convection est basé sur un critère d'instabilité locale, le nuage supposé précipitant étant représenté par un courant ascendant et un courant subsident. Un couplage entre le schéma de convection et celui de microphysique permet de prendre en compte le détraînement de l'eau nuageuse et de la glace pronostiquées par la convection pour le calcul des précipitations à l'échelle de la maille. La fermeture est basée sur une considération énergétique locale qui tient compte de l'énergie potentielle disponible (CAPE). Ce schéma de convection est activé seulement pour les grilles qui ne peuvent pas représenter explicitement la convection profonde. Généralement, il est activé pour des domaines ayant des résolutions horizontales supérieures à 5 km.
- **Schéma de surface** : Ce code est appelé SurfEx, pour Surface Externalisée. Il peut être utilisé dans différentes conditions et possède ses propres entrées-sorties et diagnostiques. D'une manière générale, les schémas de surface sont utilisés pour simuler les bilans d'eau et d'énergie à la surface du sol et dans la partie du sol en interaction plus ou moins directe avec l'atmosphère (quelques mètres). Ils simulent aussi d'autres flux et variables, comme par exemple les flux chimiques gazeux et aérosols ou de dioxyde de carbone (CO₂) issus de la végétation. La surface est découpée en 4 types de surface correspondant à des familles de paramétrisation spécifiques : ISBA (sols naturels ; *Noilhan et Planton*, 1989), TEB (ville ; *Masson*, 2000), SEA_FLUX (mers et océans ; *Mondon et Redelsperger*, 1998), WATER_FLUX (lacs). Le domaine de simulation se limitant dans notre cas à la surface continentale, le code ISBA est donc prédominant. Il évalue les flux de surface (de chaleur, d'humidité et de quantité de mouvement) et calcule les 8 variables pronostiques suivantes : les températures de surface et du sol profond ; les contenus en eau de la surface, du sol profond et à la surface des végétaux ; l'eau liquide, l'albédo et la densité du réservoir de neige. Ces variables combinées aux données des caractéristiques du sol et de la végétation permettent de calculer les flux turbulents de quantité de mouvement et de chaleur (sensible et latente) dégagés par le système sol-végétation suite au flux radiatif net absorbé.

- **Schéma de turbulences:** Méso-NH dispose d'un schéma de turbulence qui a été conçu pour être utilisé dans les modèles 3D pour des simulations à résolution fine (*Cuxart et al., 2000*). Ce schéma peut également être utilisé comme paramétrisation 1D pour les simulations à échelle régionale. Les deux configurations diffèrent seulement dans la représentation de la longueur de mélange. Ce schéma est basé sur le système complet d'équations pour les moments d'ordre deux des flux turbulents (*Deardorff-1973*) et suit le modèle proposé par *Redelsperger et Sommeria (1981)* et *Bougeault et al. (1989)*.

- **Paramétrisation des poussières désertiques :** Les poussières désertiques ont été paramétrées selon *Grini et al. (2006)*. Cette paramétrisation utilise les trois différents modes d'aérosols décrits par *Alfaro et Gomes (2001)* et le schéma de transport des aérosols ORILAM (*Tulet et al., 2005*). Concernant les processus d'émission, les poussières désertiques sont mobilisées grâce au modèle Dust Entrainment and Deposition (DEAD, *Zender et al., 2003*). DEAD calcule le flux des poussières désertiques émises à partir des vitesses de vent de friction. Les bases physiques du modèle sont issues de *Marticorena et Bergametti (1995)* dans lequel les concentrations en poussières désertiques sont calculées en fonction de la saltation et du sandblasting. Les émissions de poussières désertiques sont directement calculées à partir des paramètres de surface d'ISBA qui sont la vitesse de friction, le type de sol, et le contenu en eau des sols (Voir Annexe B pour plus de détails).

Le lessivage des aérosols est paramétré en utilisant une approche cinétique pour calculer le transfert de masse des aérosols dans le nuage et dans les gouttelettes de pluies comme défini par *Seinfeld et al. (1997)*, *Pruppacher et Klett (1978)* et plus récemment par *Tost et al. (2006)*. Le transfert de la masse d'aérosols dans le nuage à la masse d'aérosols dans les gouttelettes de pluies par les processus d'auto-conversion et d'accrétion (*Pinty et Jabouille, 1998*) a été introduit. La sédimentation de la masse d'aérosols incluse dans les gouttes de pluies est résolue en utilisant une technique numérique de division du pas de temps (*time splitting*). La masse des aérosols libérés dans l'atmosphère après évaporation des gouttes de pluies est supposée proportionnelle à la quantité d'eau évaporée (*Chin et al., 2000*).

- **Code de transfert radiatif :** Méso-NH utilise le code du Centre Européen de Prévision Météorologique à Moyen Terme (CEP) pour traiter le transfert radiatif (*Fouquart et al., 1980 ; Morcrette et al., 1986 ; ECMWF 2004*). Ce code est un modèle radiatif 1D qui néglige l'interaction entre les colonnes. Il se base sur une méthode à deux flux, ce qui suppose la séparation des flux radiatifs en une partie montante et une partie descendante. Des méthodes différentes sont utilisées pour traiter l'équation de transfert radiatif pour le rayonnement solaire et pour le rayonnement infrarouge thermique. Le schéma fournit donc les flux montants et descendants dans les deux régions du spectre. Dans le calcul des flux radiatifs, sont pris en compte les processus d'absorption/émission du rayonnement thermique infrarouge et la réflexion, la diffusion et l'absorption du rayonnement solaire par l'atmosphère et par la surface terrestre. Il faut aussi noter que les flux sont calculés différemment pour des conditions de ciel clair et de ciel nuageux. L'effet radiatif des poussières désertiques dans l'infrarouge est déterminé à partir des indices de réfraction des aérosols mesurés au-dessus de Djougou durant la campagne AMMA (*Tulet et al., 2008*).

- **Rétrotrajectoires Lagrangiennes :** Le modèle est aussi capable de calculer les rétro-trajectoires exactes en utilisant une approche Lagrangienne décrite par *Gheusi et al. (2002)*. Cette méthode n'est pas basée sur le calcul de trajectoire à partir de champs de vent résolus explicitement, mais plutôt sur le transport de trois traceurs eulériens initialisés sur les coordonnées de chaque point de grille. Cette méthode de 'coordonnées initiales' permet

l'identification formelle de chaque parcelle d'air Lagrangienne en se référant à sa position initiale. Par la suite, l'histoire de la parcelle d'air tout au long de la trajectoire peut être déterminée en considérant l'ensemble des paramétrisations physiques du modèle (advection, turbulence, convection). Une documentation complète ainsi qu'une liste de références se trouvent sur le site <http://mesonh.aero.obs-mip.fr>.

– **Les radiances synthétiques :** L'énergie incidente calculée dans les canaux infrarouges thermiques est la luminance ($\text{W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{sr}^{-1} \cdot \text{cm}$). Celle-ci peut ensuite être traduite en température de brillance qui est la température à laquelle un corps noir (émissivité égale à 1) émettrait la luminance I. Dans Meso-NH, il existe un module qui permet de calculer la température de brillance, à partir des radiances synthétiques. Les nuages sont considérés comme des corps gris dont l'émissivité dépend de leur contenu en eau nuageuse (*Chaboureau et al., 2000*). Les radiances synthétiques sont calculées à partir de la température, de la vapeur d'eau, de l'eau liquide et de la glace et dépendent, en autres, des propriétés microphysiques du nuage et de la longueur d'onde considérée. Les températures de brillances sont calculées pour deux bandes spectrales : dans l'infrarouge (10.5-12.5 μm) et dans la bande d'absorption de la vapeur d'eau (5.7-7.1 μm). Ces températures de brillances peuvent alors être comparées aux données de METEOSAT dans les même bandes spectrales. Ici on utilise ce produit comme un traceur des systèmes convectifs étudiés.

5.1.2.2. Configuration

Les simulations ont débutées à 00:00 UTC le 29 juin 2006, et se sont terminées à 00:00 UTC le 2 juillet 2006. Le plus grand domaine (36 km de résolution) entre 3.1°S et 31.7°N en latitude et 25.64°W et 35.64°E en longitude, permet d'avoir une représentation grande échelle de l'Afrique de l'ouest. Le premier domaine imbriqué (12 km de résolution) centré sur la partie Nord-Ouest du Nigeria et couvrant une partie importante du domaine AMMA entre les latitudes 4.3°N et 17.6°N et les longitudes 4.19°W et 16.24°E. Le plus petit domaine imbriqué (3 km de résolution) nous donne une vue du Niger à fine échelle entre 11.80°S et 16.82°N en latitude et 0.10°W et 8.31°E en longitude. La distribution verticale est composée de 60 niveaux atteignant l'altitude de 34000 m. Sur ces 60 niveaux, 30 sont localisés dans la couche limite soit entre la surface et 2000 m, de façon à bien la décrire.

L'initialisation et les conditions aux limites du plus grand domaine sont déterminées par les analyses du CEP. Le type de végétation est donné par la base de données ECOCLIMAP (*Masson et al., 2003*). L'indice d'humidité des sols (soil wetness index, SWI) est calculé en utilisant les données du modèle de prévision du CEP à bas niveaux atmosphériques et en utilisant les données satellite de précipitations produit par EPSAT-SG. Les flux radiatifs descendants de courtes et grandes longueurs d'ondes sont déterminés à partir des produits LAND-SAF (*Trigo et al., 2007*). Ces données de forçage sont alors utilisées comme conditions aux limites hautes pour initialiser le modèle de surface ISBA (*Noilhan et al., 1995*) entre 2002 et 2006, afin d'obtenir un état d'humidité des sols plus réaliste que celui obtenu à partir du modèle opérationnel. Une description plus détaillée des données de forçage et sur la méthodologie est disponible dans *Boone et al. (2007)*.

5.1.3 Analyse et validation dynamique des systèmes convectifs

Avant d'utiliser les résultats de la simulation et afin de vérifier les hypothèses émises après l'analyse des observations, nous devons tout d'abord comparer le modèle avec des observations effectuées par satellites et au sol. Cette étape de validation consiste à comparer les températures de brillance, des paramètres météorologiques et des variables caractérisant les aérosols observés et simulés. Puis nous confronterons les sorties de modèle aux paramètres météorologiques in-situ observés à Niamey afin de vérifier que le modèle reproduit suffisamment bien la situation du 1 et 2 juillet 2006 dans la région de Niamey.

5.1.3.1. Formation et propagation des MCS

L'association de la température de brillance et de la vitesse verticale du MCS permet de suivre l'évolution du MCS. En effet, la température de brillance dépend de la quantité de noyaux de glace et du contenu en glace dans le nuage, tandis que les vitesses verticales mettent en évidence la phase croissante/décroissante du MCS. La température de brillance modélisée dans la bande infrarouge (10.5-12.5 μm , *Chaboureau et al.*, 2006) et les vitesses verticales isolées à 4000 m supérieures à 5 m.s^{-1} sont représentées sur la Figure 5.76 toutes les deux heures entre le 1^{er} juillet à 17:00 UTC et le 2 juillet à 03:00 UTC.

Un premier MCS (noté MCS-1 par la suite) s'initialise au nord de Banizoumbou à 17:00 UTC (Figure 5.76a). La vitesse verticale ne dépasse pas 5 m.s^{-1} montrant que l'activité convective de ce MCS est faible. A 19:00 UTC (Figure 5.76b), ce MCS-1 est situé à proximité de Banizoumbou en phase de croissance tandis qu'un second MCS (MCS-2) apparaît au sud-est de Banizoumbou. Deux heures plus tard le MCS-1, après être passé au-dessus de Banizoumbou, se trouve au-dessus de Niamey en phase de dissipation (Figure 5.76c). Au même moment, le second MCS, à proximité de Banizoumbou, se dirige vers l'est. Plusieurs zones dont la vitesse verticale est supérieure à 5 m.s^{-1} apparaissent à l'avant du MCS-2. Il se trouve alors dans une phase de développement.

A 23:00 UTC, les vitesses verticales du MCS-1, à l'ouest de Niamey et du MCS-2 sont très faibles (Figure 5.76d). Cependant, la surface du MCS-2 s'étend sur toute la région au sud de Niamey-Banizoumbou et sa température de brillance augmente. La Figure 5.76d illustre donc une zone de détraînement importante pendant la phase de dissipation du MCS (vitesse verticale $< 5 \text{ m.s}^{-1}$). Banizoumbou est alors touché par la partie stratiforme du MCS. Entre 23:00 et 01:00 UTC le MCS-1 dévie brutalement vers le sud tandis que le MCS-2 se dirige toujours vers l'ouest et passe au-dessus de Niamey. Le 2 juillet à 01:00 UTC (Figure 5.76e), les deux MCS convergent vers le sud-ouest de Niamey. La proximité du MCS-2 renforce l'activité convective du MCS-1 ou la vitesse verticale atteint jusqu'à 10 m.s^{-1} . La température de brillance diminue alors jusqu'à 192.5°K . Puis à 03:00 UTC, les deux MCS fusionnent pour ne former plus qu'un seul MCS (Figure 5.76f).

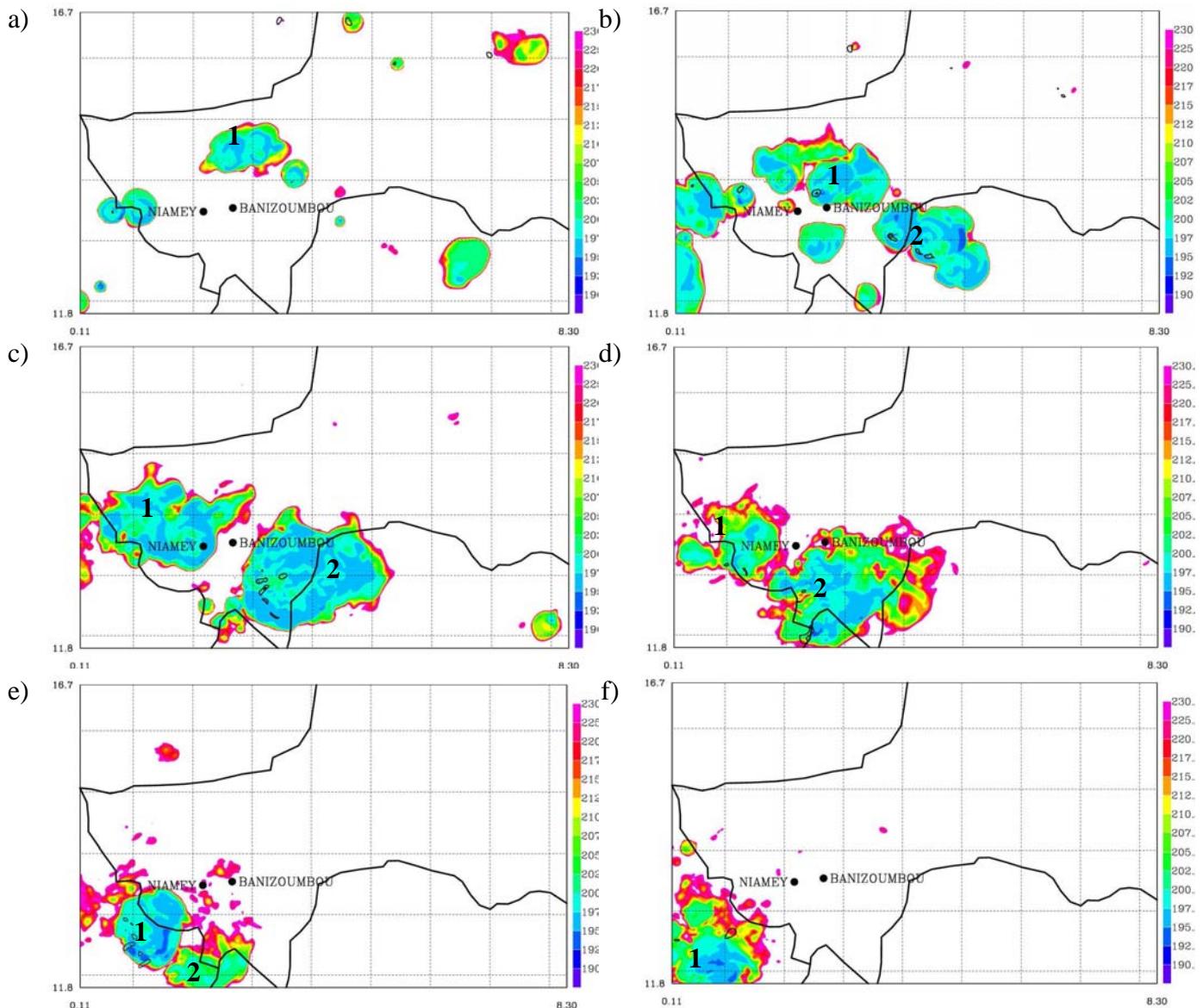


Figure 5.76 : Température de brillance modélisée le 1er juillet à a) 17:00 UTC, b) 19:00 UTC, c) 21:00 UTC, d) 23:00 UTC, et le 2 juillet à e) 01:00 UTC, f) 03:00 UTC. Les iso-contours représentent les vitesses verticales à 4000 m supérieures à 5m.s^{-1} .

5.1.3.2. Initialisation du MCS

Pour déterminer l'origine du système convectif, des radiosondages ont été simulés toutes les deux heures à l'endroit de sa formation et sont représentés sur la Figure 5.77. La courbe de droite correspond à la température et la courbe de gauche à la température du point de rosée.

A 15:00 UTC, la hauteur de la couche limite se situe à environ 750 hPa. La situation est relativement stable. A 17:00 UTC, l'inversion de température est beaucoup moins marquée. Le niveau de convection libre (*Level of free convection LFC*) peut être estimé à l'intersection de la pseudo-adiabatique issue du point de condensation et de la courbe de température. Sur la Figure 5.77b le niveau de convection libre se trouve à 750hPa. A cet endroit, la parcelle d'air humide est plus chaude que l'environnement (courbe de température). Elle subit alors une accélération vers le haut sous l'action de la force de flottabilité. L'accélération reste dirigée vers le haut tant que la particule est plus chaude que son environnement. La situation est donc

instable, l'instabilité thermique est évidente et l'énergie convective (proportionnelle à la surface entre la courbe de température et la pseudo-adiabatique passant par le point de condensation) est importante. Nous pouvons donc déduire que l'initialisation de ce MCS est due à cette instabilité thermique.

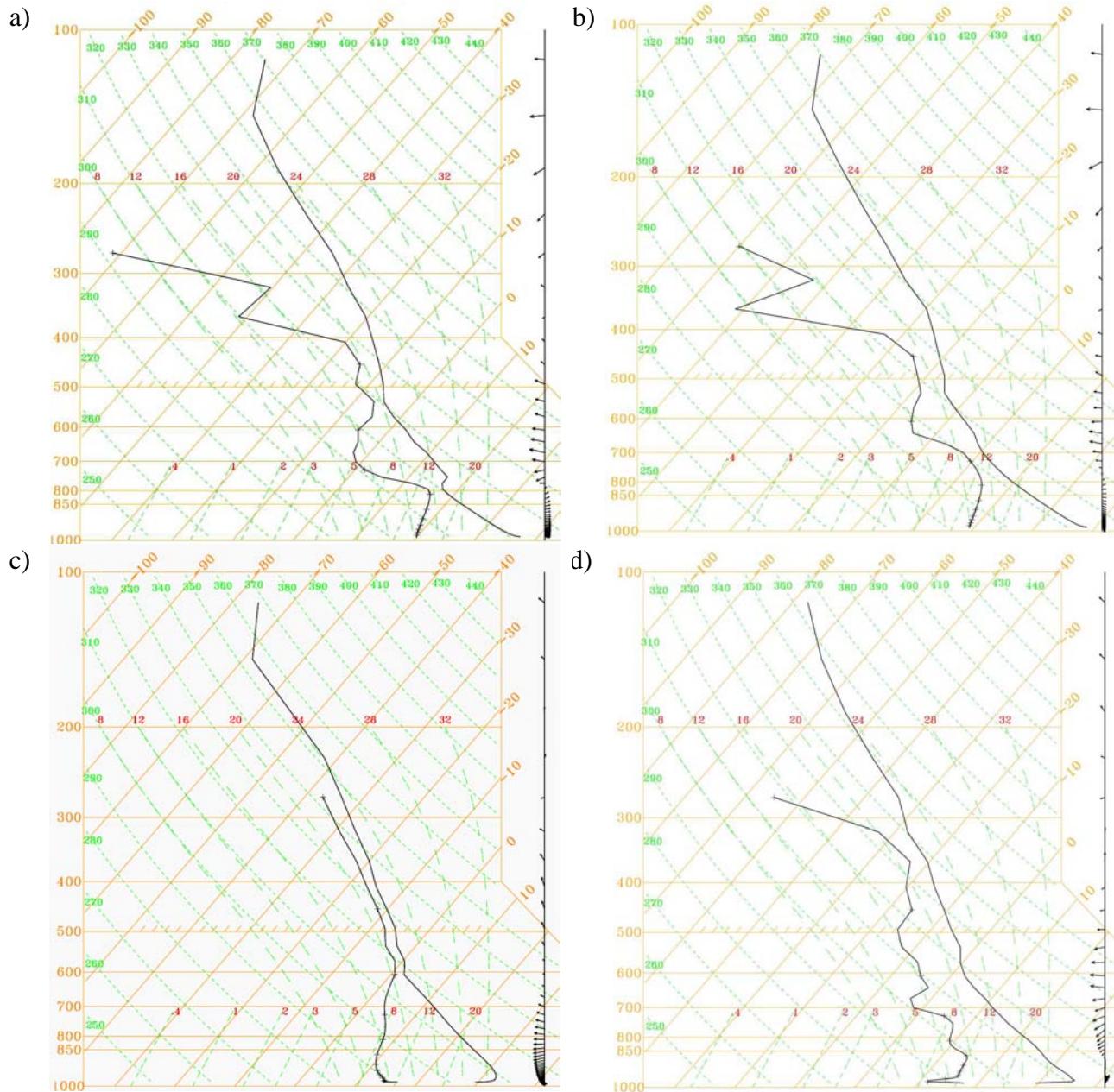


Figure 5.77 : Radiosondages simulés à 14.5°N et 3.3°E le 1^{er} juillet 2006 à 13:00 UTC (a) 15:00 UTC (b) 17:00 UTC (c) 19:00 UTC (d) représentant à gauche la température du point de rosée et à droite la température.

Les radiosondages tracés après la formation du MCS (Figure 5.77 c et d) montrent une structure différente dans les basses couches de l'atmosphère (en dessous de 700hPa). Cette structure en oignon, définie par Zipser (1977), est caractéristique des effets de subsidence intervenant lors de situations convectives. A 19:00 UTC, le MCS s'est déplacé d'une centaine de kilomètres vers le sud, néanmoins les basses couches de l'atmosphère sont encore fortement perturbées par l'activité convective passée.

5.1.3.3. Comparaison avec les images satellites

La comparaison de la Figure 5.76, avec l'évolution temporelle des MCS observés (Chapitre 4), permet de bien visualiser les différences et les similitudes entre les MCS simulés et les MCS observés. La Figure 5.78 est un résumé de ces deux évolutions temporelles (MCS observés (a) et simulés (b)). Les lignes jaunes (noires) correspondent aux trajectoires suivies par les MCS, les croix représentent les zones de formation des MCS et les triangles leurs zones de dissipation. L'image de fond est a) une image satellite (RDT) le 1^{er} juillet à 00:00 UTC et b) la température de brillance modélisée le 1^{er} juillet à 19:00 UTC. La comparaison de ces deux images nous permet de constater que la position des systèmes convectifs est correctement modélisée. Par contre, un décalage temporel de 5 heures existe entre le passage des MCS simulés et réels. En effet, les MCS simulés sont situés au-dessus de Banizoumbou 5 heures plus tôt que dans la réalité. Ce décalage n'est pas crucial dans notre étude qui vise à comprendre les processus susceptibles de modifier les propriétés physiques et chimiques des aérosols pendant le passage d'un MCS. De plus, les observations de l'ATR-42 ont été faites en moyenne 12 heures avant et après le passage du MCS.

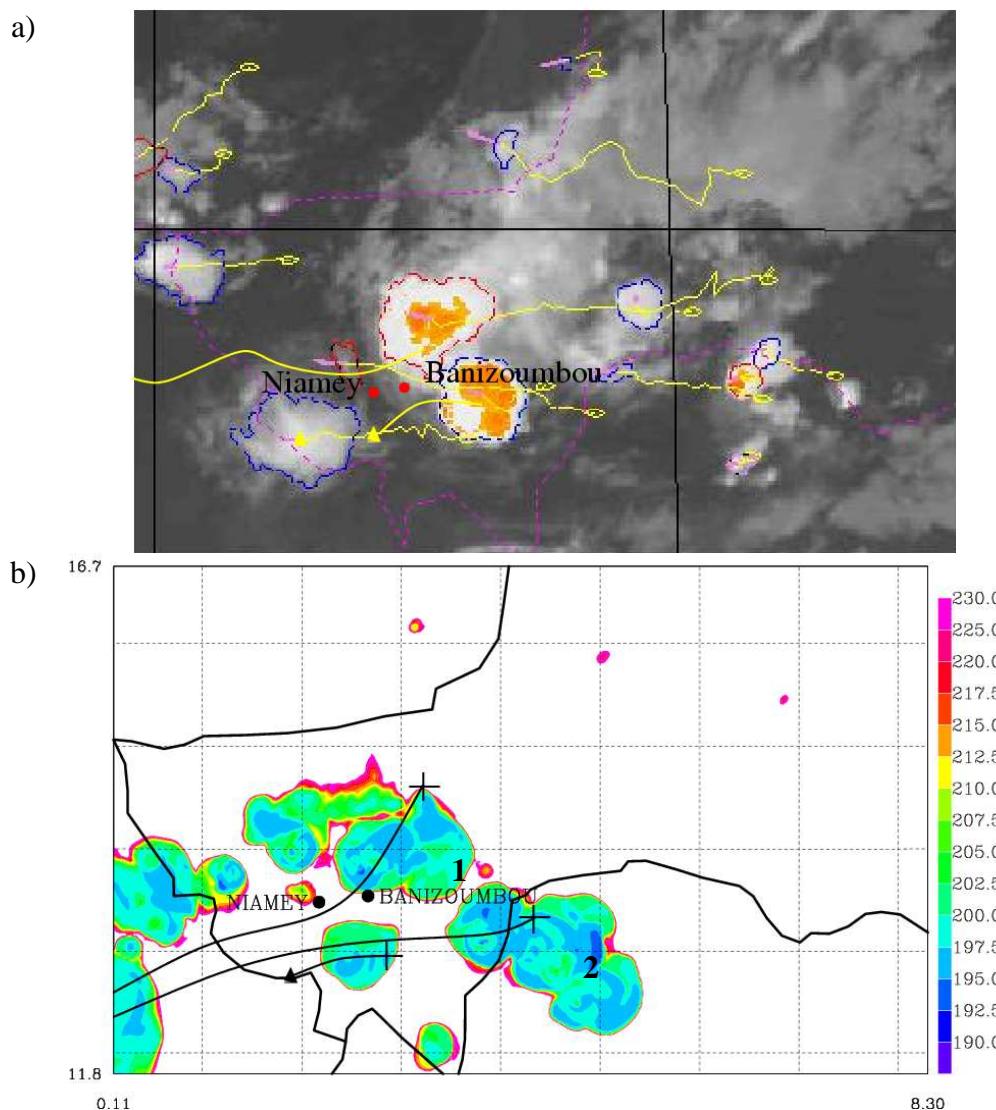


Figure 5.78 :Comparaison a) d'une image satellite le 1^{er} juillet à 00:00 UTC avec b) la température de brillance modélisée le 1^{er} juillet à 19h. Les croix représentent les positions d'initialisation des MCS, les lignes (jaunes en (a) et noires en (b)) la trajectoire des MCS et les triangles correspondent aux zones de dissipation des MCS.

En plus de ce décalage horaire, d'autres différences interviennent comme les zones de formation et les trajectoires des MCS. Tout d'abord le MCS-1 se crée dans la réalité environ 400 km plus à l'est de la région Niamey-Banizoumbou. La trajectoire du MCS-1 observée est quasi rectiligne dirigée vers l'ouest et toujours située au nord de Niamey et Banizoumbou. La trajectoire du MCS-1 simulée est différente. Dans un premier temps situé au nord de Banizoumbou, il s'oriente vers le sud-ouest puis une fois au-dessus de Banizoumbou sa trajectoire est déviée vers l'ouest. Le MCS-1 est observé 50 km plus au nord que le MCS-1 simulé. Ainsi les observations in-situ effectuées à Niamey et Banizoumbou seront moins affectées par la convection que dans la représentation numérique.

Les zones de formation du MCS-2 sont similaires dans la réalité et dans la simulation tandis que leurs durées de vie diffèrent. En effet, l'image satellite (Figure 5.78a) montre que le MCS-2 observé se dissipe au sud de Niamey et ainsi ne parcourt que ~200 km entre sa zone de formation et sa zone de dissipation. La première partie de la trajectoire parcourue par le MCS-2 simulé est analogue à celle du MCS-2 observé. Cependant, le MCS-2 observé se dissipera quelques heures plus tard à 50 km au sud de Niamey. Ainsi, dans la simulation les deux MCS perturbent Niamey alors que dans la réalité seul le MCS-1 passe au-dessus de Niamey.

5.1.3.4. Comparaisons in situ sur Niamey

La représentation de la position et l'évolution des MCS étant satisfaisante, différents paramètres météorologiques clés observés et simulés à Niamey tels que la température, la vitesse moyenne des vents, la pression et le flux de précipitation entre le 1^{er} juillet 2006 à 00:00 UTC et le 2 juillet 2006 à 18:00 UTC sont comparés sur la Figure 5.79. Les paramètres météorologiques observés au sol sur le site de mesure du rayonnement atmosphérique (ARM) situé près de l'aéroport international de Niamey, sont disponibles sur le site <http://www.archive.arm.gov/>. Le décalage temporel observé sur les figures précédentes entre les MCS réels et modélisés est visible sur la Figure 5.79.

Entre 00:00 UTC et 18:00 UTC le 1^{er} juillet 2006, les MCS se trouvent relativement loin de Niamey et ne perturbent pas la situation météorologique. Le cycle diurne est bien représenté sur la Figure 5.79a. Les valeurs maximales sont atteintes à 16:00 UTC (309°K) et les valeurs minimales à 06:00 UTC (298.5°K). Les vitesses moyennes simulées et observées de vent (Figure 5.79b) sont comprises entre 1 et 6 m.s⁻¹. Les pressions observées sont faiblement supérieures de 0.5hPa aux pressions simulées (Figure 5.79c). Les flux de précipitation sont alors nuls (Figure 5.79d).

A partir de 18:00, les paramètres météorologiques observés au-dessus de Niamey sont perturbés par l'approche du MCS-1. En effet, les courants ascendants du MCS-1, proche de Niamey, imposent une dépression importante dans les basses couches de l'atmosphère. La pression de surface chute donc de 3hPa. A 19:00 UTC, le 1^{er} juillet 2006, au moment du passage simulé du MCS-1, l'advection d'air d'altitude et l'évaporation des précipitations provoque une diminution importante de la température en surface de 12°K. Ces courants subsidents associés à une masse d'air plus dense provoquent un front de densité en surface (front de rafales) à l'avant du MCS avec des vitesses de vent qui peuvent atteindre 15 m.s⁻¹ (Figure 5.79b). La température atteint à ce moment là un premier minimum (296°K). Les précipitations simulées sont de l'ordre de 3.3 mm (Figure 5.79d).

Le passage du premier MCS est suivi d'une période de transition pendant laquelle la température augmente légèrement jusqu'à 300°K par homogénéisation avec la température ambiante plus chaude tandis que la pression de surface simulée augmente brusquement jusqu'à 990hPa en raison de l'éloignement du cœur convectif du MCS-1.

A partir de 21:00 UTC, le même cycle de variation des paramètres météorologiques est retrouvé en raison du passage du MCS-2 près de Niamey. La pression de surface diminue jusqu'à 986hPa puis la température diminue de 6°K à 23:00 UTC. Le front de rafale atteint de nouveau des vitesses de l'ordre de 15 m.s⁻¹. Aucune précipitation n'apparaît, ainsi seul le MCS-1 est précipitant sur la zone de Niamey. Les perturbations engendrées par le MCS-2 sont moins importantes que celles notées pour le MCS-1. En effet, les deux MCS n'ont pas le même impact car seule une extrémité du MCS-2 passe au-dessus de Niamey tandis que le MCS-1 traverse complètement Niamey (Figure 5.76).

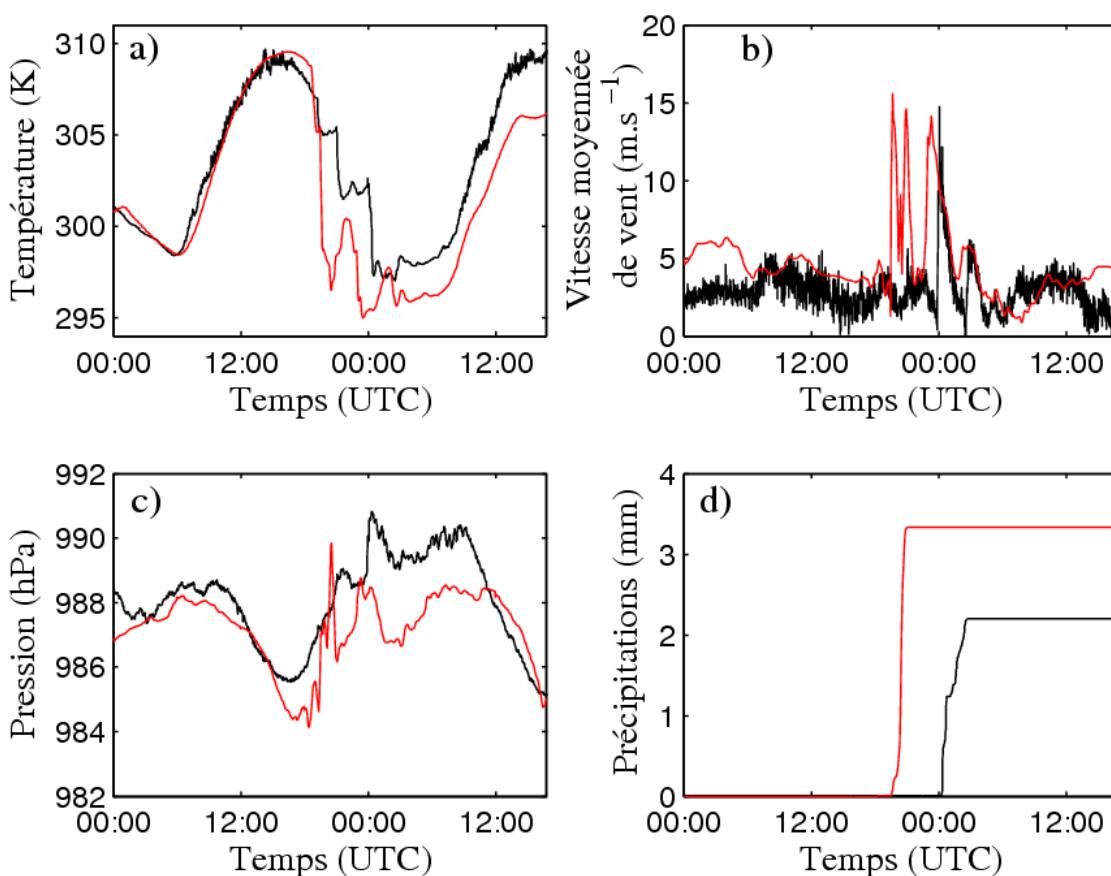


Figure 5.79 : Comparaison des observations (noir) avec les résultats de la modélisation (rouge) pour plusieurs paramètres météorologiques : a) la température (K), b) la pression (hPa), c) la moyenne de la vitesse des vents (m.s⁻¹), d) les précipitations (mm) à Niamey du 1^{er} juillet 2006 à 00:00 UTC au 2 juillet 2006 à 18:00 UTC. Les données observées proviennent du site de mesure au sol ARM (<http://www.archive.arm.gov/>).

Dans la réalité, le MCS-1 passe à proximité de Niamey à 00:00 UTC le 2 juillet 2006. Les paramètres météorologiques observés illustrent la même évolution que dans la simulation lors du passage du MCS. Tout d'abord, une chute de pression de surface (986hPa) est observée à 18:00 UTC, soit 6 heures avant le passage observé du MCS. Puis à partir de 22:00 UTC le 1^{er} juillet 2006 jusqu'à 00:00 UTC le 2 juillet 2006, la température diminue de 9°K. A ce moment, la vitesse des vents en surface est de 14.7 m.s⁻¹ correspondants aux fronts de rafale,

la pression de surface augmentant atteint son maximum (991hPa) et les précipitations débutent (2.2 mm).

Les évolutions temporelles de la température et de la vitesse du vent en surface observées et simulées sont donc relativement bien corrélées. Après 18:00 UTC, la pression simulée est constamment inférieure à la pression observée. Le cœur du système convectif observé ne traverse pas Niamey contrairement au MCS-1 simulé ce qui déstabilise moins longtemps le système. Les valeurs de précipitations simulées et observées sont très proches mais aussi très faibles montrant que les précipitations sont principalement dues à la partie stratiforme du MCS.

Les précipitations cumulées simulées du 1^{er} juillet 19:00 UTC jusqu'au 2 juillet 04:00 UTC, sur tout le domaine de la simulation, sont représentées sur la Figure 5.80. Les précipitations correspondant à la partie convective du MCS-1 atteignent 32 mm au nord de Niamey et celles du MCS-2 peuvent atteindre jusqu'à 64 mm. Ces zones de précipitations intenses sont très localisées. Ces résultats confirment que les précipitations simulées au-dessus de Niamey sont effectivement dues à la partie stratiforme du MCS-1. Au sud-ouest du domaine, de larges zones sont touchées par des précipitations importantes. Cette zone correspond exactement à la zone de fusion des deux MCS. Le MCS formé par la fusion des deux autres semble donc entraîner des précipitations très importantes (> 40 mm).

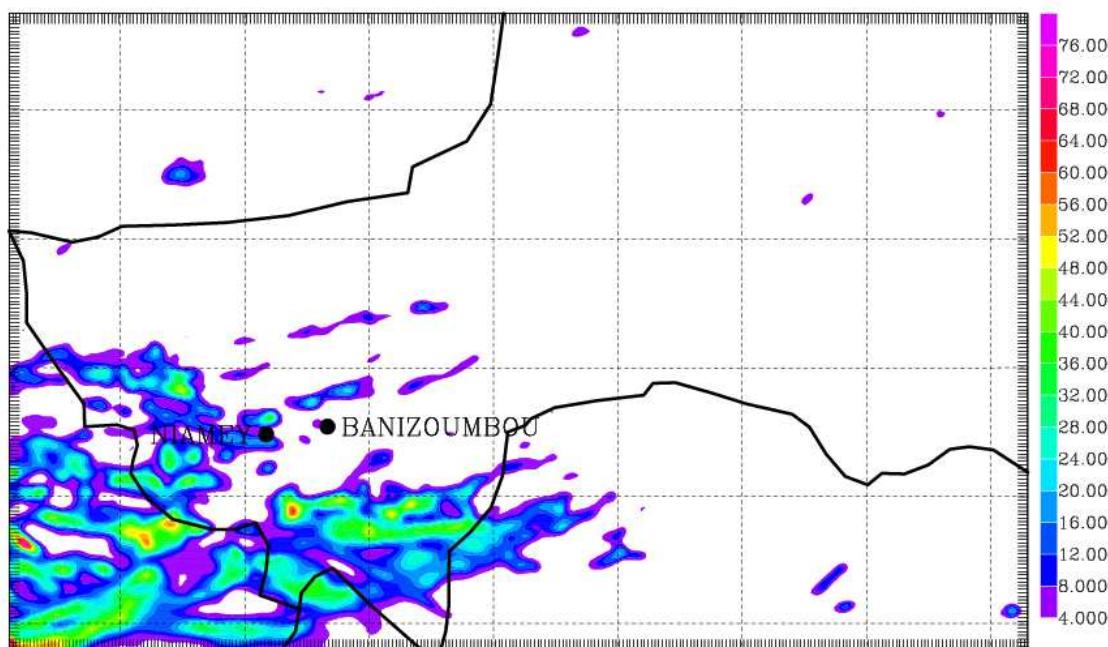


Figure 5.80 : Précipitations (mm) cumulées du 1^{er} juillet 19:00 UTC jusqu'au 2 juillet 04:00 UTC.

La comparaison de quelques paramètres météorologiques déterminants nous permet donc de constater que les systèmes convectifs sont physiquement bien décrits par la modélisation. En effet, les valeurs simulées et observées sont pour tous ces paramètres très proches. Le décalage temporel (5 heures) et géographique des cellules convectives observées et simulées doit cependant être pris en compte dans la suite de ce travail. Les vols de mesures de l'ATR-42 ayant lieu douze heures avant et après le passage des MCS, les résultats de la simulation seront analysés douze heures avant et après le passage simulé des MCS, soit le 1^{er} juillet à 07:00 UTC et le 2 juillet à 07:00 UTC.

5.1.3.5. Origine des masses d'air

Dans cette partie nous allons décrire l'évolution des masses d'air échantillonnées par l'ATR-42 avant et après le passage des MCS, en utilisant les rétrotrajectoires Lagrangiennes, qui font partie des outils diagnostiques du modèle Méso-NH. La Figure 5.81 représente les rétrotrajectoires calculées à différentes altitudes (500, 1500, 2000, 3000 et 5000 m) par pas de temps d'une heure, et dont le point final est Banizoumbou (13.54°N , 2.66°E) le 1^{er} juillet 2006 à 07:00 UTC. La Figure 5.81a représente une coupe horizontale tandis que la Figure 5.81b est une coupe verticale sur le même domaine de longitude que dans la Figure 5.81a. On observe deux groupes distincts de masses d'air. Le groupe 1 est composé de toutes les masses d'air liées au flux de mousson, traversant le Burkina-Faso et arrivant dans la couche limite (500 m et 1500 m) à Banizoumbou. Les masses d'air humides qui suivent ces trajectoires transportent des espèces chimiques naturelles ou anthropiques plutôt solubles (aérosol de feux de biomasse, sels de mer...) présents dans le flux de mousson jusque dans les basses couches au-dessus de Banizoumbou. Le groupe 2 est composé de masses d'air situées plus haut (3000 m et 5000 m), et évoluant à une altitude relativement constante en suivant l'Harmattan. Ces masses d'air sèches acheminent des composés plutôt insolubles (poussières désertiques ...) issus des régions désertiques jusque dans des couches d'altitude supérieure à 3000 m, au-dessus de Banizoumbou. Les masses d'air associées à ces deux groupes de trajectoires créent donc au-dessus de Banizoumbou deux couches dont les propriétés physiques et chimiques des aérosols sont très différentes.

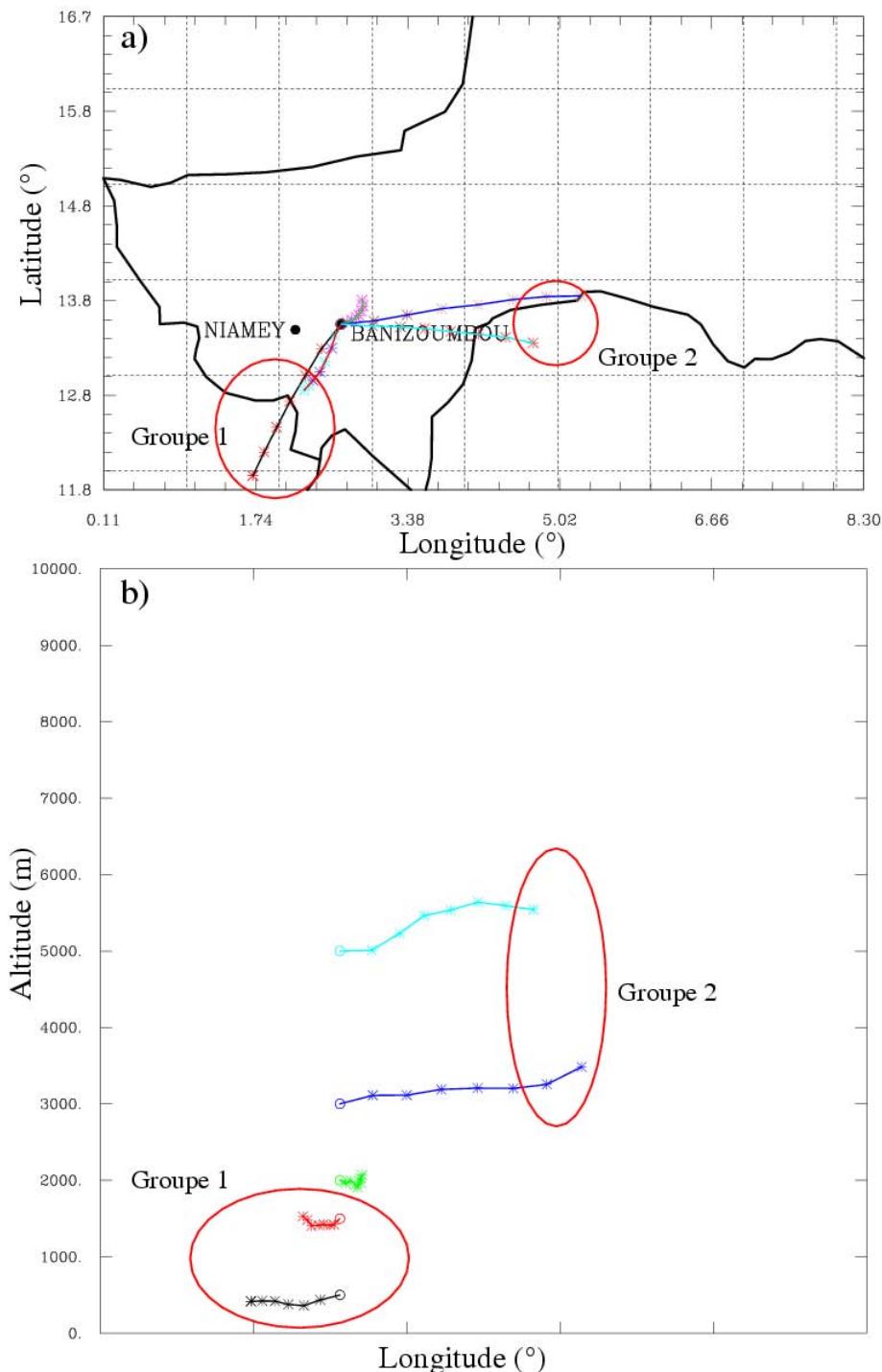


Figure 5.81 : Rétrotrajectoires simulées pour différentes altitudes (500, 1500, 2000, 3000 et 5000 m) toutes les heures. Le point final est Banizoumbou le 1^{er} juillet à 07:00 UTC. a) Coupe horizontale b) Coupe verticale suivant la longitude.

La Figure 5.82 représente les rétrotrajectoires calculées avec un pas de temps horaire, à différentes altitudes (500 m, 1500 m, 2000 m, 3000 m et 5000 m), et dont le point final est Banizoumbou le 2 juillet 2006 à 07:00 UTC, soit 12 heures après le passage du MCS. Comme pour la figure précédente, la Figure 5.82a est une représentation horizontale des trajectoires tandis que la Figure 5.82b est une projection verticale des trajectoires suivant la longitude.

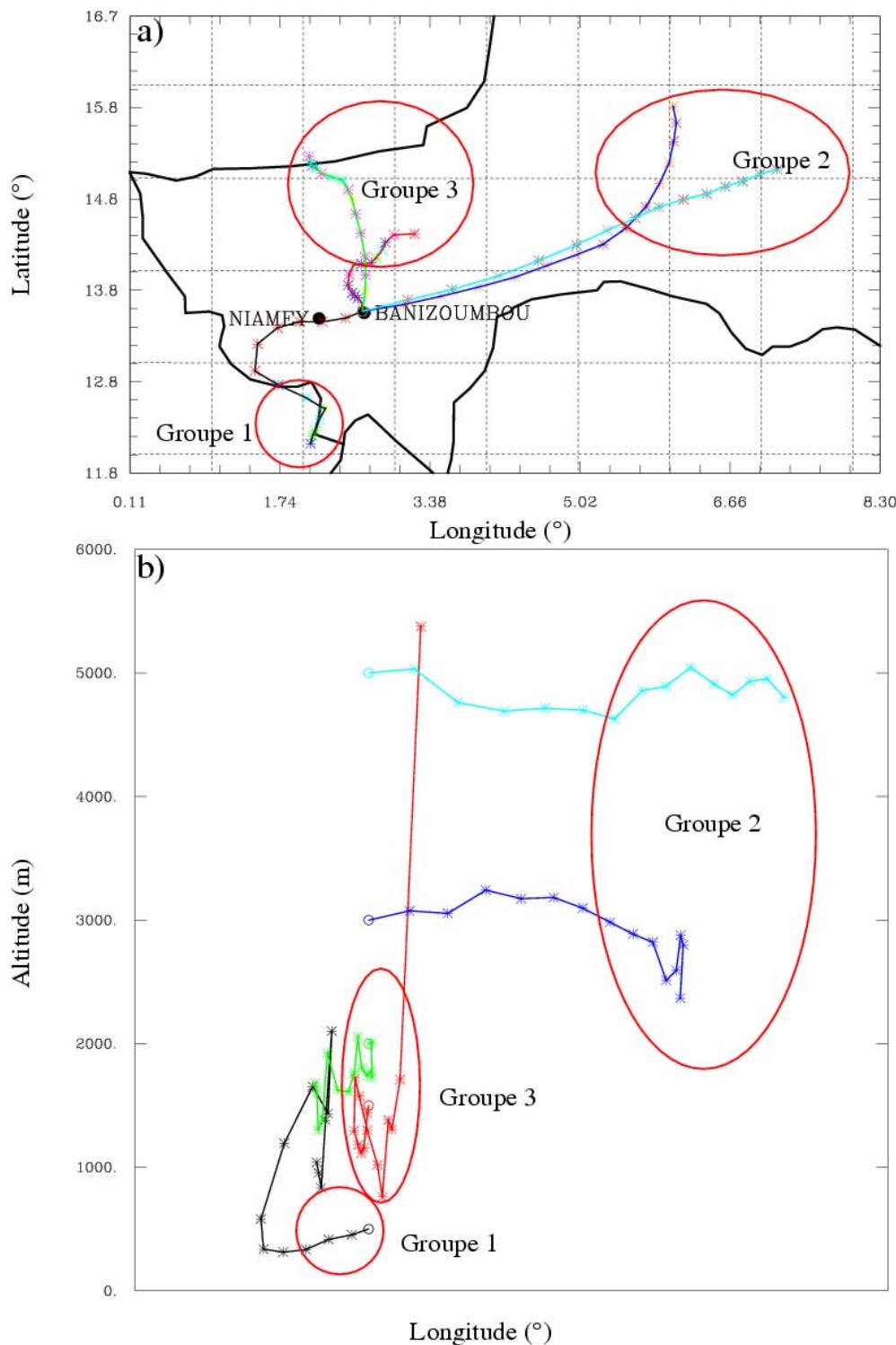


Figure 5.82 : Rétrotrajectoires simulées pour différentes altitudes (500 m, 1500 m, 2000 m, 3000 m et 5000 m) à toutes les heures. Le point final est Banizoumbou le 2 juillet à 07:00 UTC. a) Coupe horizontale b) Coupe verticale suivant la longitude.

On remarque distinctement trois groupes de masses d'air. Le groupe 1 est composé d'une seule trajectoire dans les basses couches (<1000 m d'altitude) et provenant du sud-ouest du domaine. Le groupe 2 représente les masses d'air des couches les plus hautes (>3000 m d'altitude) et provenant du nord-est du domaine. Ces deux groupes suivent donc respectivement le flux de mousson et le flux d'Harmattan, qui se sont rétablis rapidement

après la perturbation engendrée par le passage du MCS. Le troisième groupe englobe les masses d'air comprises entre 1000 et 2500 m provenant d'une zone située au nord de Banizoumbou.

La Figure 5.82b montre l'évolution temporelle des masses d'air en fonction de leur altitude. La masse d'air du groupe 1 (noire) subit à 21:00 UTC une faible augmentation de son altitude (1000 m) engendrée par les courants ascendants du MCS-2 à proximité (cf. Figure 5.78). Cependant, l'élévation faible de cette trajectoire montre qu'elle n'a pas été prise par le cœur convectif du MCS mais sans doute par une partie moins convective. Les rétrotrajectoires du groupe 2 (bleu et cyan) ne montrent aucune modification de leur altitude. La rétrotrajectoire rouge du troisième groupe subit à 18:00 UTC une brutale et forte diminution de son altitude (4500 m). A 18:00 UTC, elle se situe dans une zone où le MCS-1 se développe. Il est donc clair que cette masse d'air a été entraînée par les courants subsidents liés aux précipitations.

Les masses d'air correspondant aux trois groupes de rétrotrajectoires créent au-dessus de Banizoumbou trois couches différentes. Par rapport à la situation avant le passage du MCS, une couche supplémentaire s'est intercalée entre les couches de mousson et d'Harmattan dont les masses d'air proviennent d'une zone soumise à la convection profonde du système 1. Cette couche d'air présente de fortes analogies avec **la couche intermédiaire** définie au chapitre précédent.

5.1.4 Les aérosols désertiques

5.1.4.1. Génération et redistribution des poussières désertiques

Concentration massique des aérosols en surface :

Les concentrations massiques sont calculées par le modèle de recherche Meso-NH à partir des flux en surface. Lorsque la vitesse des vents en surface dépasse la vitesse seuil d'érosion, le flux en masse des poussières désertiques est non nul. La vitesse seuil à 10 mètres déterminée par *Chomette et al. (1999)* dans la région de Niamey est de 6.5 m.s^{-1} . La comparaison entre cette vitesse seuil d'érosion avec les vitesses de vents calculées par Meso-NH est problématique à cause des résolutions spatiales très différentes (respectivement 100 km et 3 km). Dans les travaux de *Chomette et al. (1999)* (voir section 2.2.1), lorsque le seuil d'énergie est dépassé localement, le soulèvement de poussières désertiques est pris en compte. Les vitesses de vent étant moyennées sur l'ensemble du domaine résolu, la vitesse seuil d'érosion est sous-estimée. Les mesures au sol permettant la détermination de la vitesse seuil d'érosion de la région de Niamey sont indisponibles pour le moment. Dans la suite de ce travail, nous admettrons que la vitesse seuil d'érosion de cette région est de 7 m.s^{-1} .

Les poussières désertiques sont émises dans l'atmosphère et sont suffisamment fines pour être transportées au-delà de la couche de surface. Ainsi les particules sont redistribuées dans l'atmosphère en prenant en compte les mouvements turbulents. La concentration massique représente la somme de la concentration massique des trois modes de particules dont les diamètres médians (en masse) définis par *Alfaro et Gomes (2001)* sont centrés sur 1.5, 6.7 et $14.2 \mu\text{m}$. La somme des concentrations massiques simulées des trois modes est directement comparable aux données mesurées par un TEOM (Tapered Element Oscillating Microbalance) sur le site de Banizoumbou instrumenté par le LISA (Laboratoire Inter-universitaire des Systèmes Atmosphériques). Cet instrument mesure en temps réel la concentration massique (en $\mu\text{g.m}^{-3}$) des aérosols (PM10) présents dans l'atmosphère. Les données utilisées pour cette étude ont été fournies par B. Marticorena.

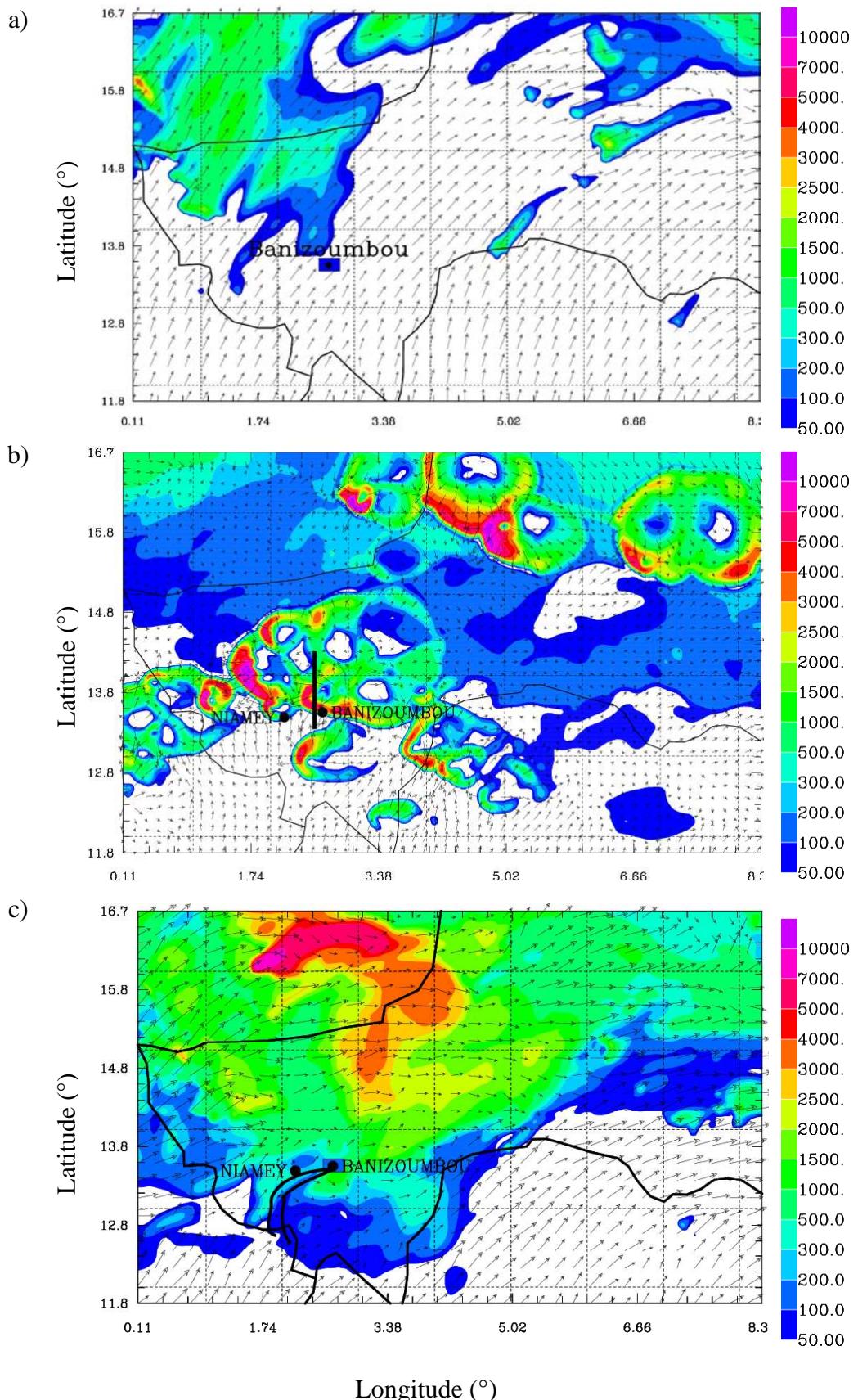


Figure 5.83 : Concentration massique des poussières désertiques ($\mu\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$) à la surface le 1^{er} juillet 2006 à 07:00 UTC (a), à 19:00 UTC (b) et le 2 juillet à 07:00 UTC (c). Les vecteurs représentent la direction et la vitesse du vent. Sur la Figure 5.83c sont représentées les rétrotrajectoires à 100, 200, 300, 400 et 500 m durant 7 heures.

Les Figure 5.83 a, b et c sont des coupes horizontales de la concentration massique des poussières désertiques à la surface respectivement le 1^{er} juillet 2006 à 07:00 UTC soit 12 heures avant le passage des MCS, le 1^{er} juillet 2006 à 19:00 UTC pendant le passage des MCS, et le 2 juillet 2006 à 07:00 UTC soit 12 heures après le passage des MCS.

Douze heures avant le passage des MCS (Figure 5.83a), la zone au nord du domaine est caractérisée par des concentrations massiques en poussières désertiques toujours inférieures à $1000 \mu\text{g.m}^{-3}$. Ces valeurs relativement élevées de la concentration massique des poussières désertiques sont dues aux vents forts ($\sim 10 \text{ m.s}^{-1}$) en surface dans la vallée du Niger (nord-est de Niamey) et dans le massif montagneux de l'Aïr (nord-ouest de Niamey). Ces fortes vitesses de vents soulèvent localement des poussières désertiques, qui transportées par les vents du flux de mousson, se déplacent vers le nord-est en formant des nuées de concentrations massiques élevées. Les valeurs mesurées à Banizoumbou sont de $67 \mu\text{g.m}^{-3}$.

Pendant le passage du MCS (Figure 5.83b), les concentrations massiques en poussières désertiques sont très fortes ($> 10000 \mu\text{g.m}^{-3}$) dans la région au nord de Niamey et Banizoumbou. Lors du passage des MCS, la vitesse seuil dans les fronts de rafales est largement dépassée ($> 15 \text{ m.s}^{-1}$, Figure 5.79b). Le MCS est donc capable de soulever des quantités importantes de poussières désertiques en surface. Cette génération de poussières désertiques est bien représentée sur la Figure 5.83b par des augmentations importantes des concentrations massiques en surface, bien distribuées en arc de cercle dans le front de rafales. A l'arrière des MCS, le flux de précipitation a humidifié le sol et a donc augmenté considérablement la vitesse seuil pour l'émission de poussières désertiques. Les concentrations massiques de poussières désertiques diminuent et sont alors comprises entre 0 et $500 \mu\text{g.m}^{-3}$ au maximum. Pendant le passage du MCS, aucune mesure de la concentration massique n'est disponible.

Douze heures après le passage des MCS (Figure 5.83c), les zones de forte concentration en poussières désertiques ($> 2500 \mu\text{g.m}^{-3}$) sont limitées à la partie nord du domaine. Les valeurs maximales ($\sim 7000 \mu\text{g.m}^{-3}$) sont atteintes à 16.2°N et 2°E . Au-dessus de Niamey et Banizoumbou, la concentration massique est comprise entre $100 \mu\text{g.m}^{-3}$ et $1000 \mu\text{g.m}^{-3}$. Le soulèvement de poussières, engendré par le MCS, a donc un impact qui n'est ni ponctuel ni local. En effet, les concentrations massiques en poussières désertiques sont assez élevées et se sont uniformisées sur un domaine relativement grand. A Banizoumbou, les valeurs de la concentration massique des aérosols atteint $100 \mu\text{g.m}^{-3}$. La simulation sur-estime légèrement la concentration massique en surface.

Les rétrotrajectoires, tracées en surface (100 m, 200 m, 300 m, 400 m et 500 m sur la Figure 5.83c), montrent que les masses d'air sont passées par une région située à 50 km au sud de Niamey qui était, 12 heures plus tôt, sous l'influence du MCS-2 (cf. Figure 5.78). Toutes les rétrotrajectoires tracées restent à altitude constante et inférieure à 500 m. Ainsi, ces poussières désertiques sont soulevées par le MCS-2 puis transportées dans les basses couches par le flux de mousson jusqu'à Banizoumbou.

Epaisseur optique des aérosols :

L'épaisseur optique des aérosols (AOD), qui caractérise la transparence du milieu atmosphérique, définie comme l'intégrale du profil vertical d'extinction du rayonnement par les aérosols, est proportionnelle à la concentration des aérosols dans la colonne atmosphérique et sa dépendance spectrale est indicatrice de la taille moyenne des aérosols. Retenons que, plus la visibilité est réduite plus l'épaisseur optique est importante. A partir d'indice de

réfraction de l'aérosol mesuré durant la campagne AMMA, de sa concentration et de sa distribution granulométrique, le modèle peut calculer l'épaisseur optique des aérosols. Les valeurs simulées de l'épaisseur optique des aérosols (à 0.56 µm) ont été comparées aux valeurs mesurées par un photomètre solaire. En effet, plusieurs sites sol (Banizoumbou (Niger), Agoufou (Mali), Ouagadougou (Burkina-Faso) ...) sont équipés de photomètres du réseau AERONET (AERosol Robotic NETwork, <http://aeronet.gsfc.nasa.gov>). Les Figures 5.84 a b et c représentent l'épaisseur optique des aérosols (AOD) respectivement le 1^{er} juillet a) à 07:00 UTC, b) à 19:00 UTC et c) le 2 juillet 2006 à 12:00 UTC. Les valeurs observées (à 0.44µm) sont représentées dans les petits rectangles reportés sur ces figures.

Avant le passage du MCS (Figure 5.85a), les valeurs de l'AOD simulées sont faibles sur tout le domaine (< 0.4). Sur les sites de mesures (Agoufou, Banizoumbou et Ouagadougou) les valeurs de l'AOD simulées (0.2) sont sous estimées par rapport aux valeurs observées (resp. 0.6, 0.3, 0.3). La simulation ne prenant en compte que les poussières désertiques, les autres types d'aérosols sont négligés. Cependant, certains types d'aérosols tels que les aérosols de feux de biomasse ont des propriétés fortement absorbantes qui influencent beaucoup les valeurs de l'épaisseur optique. L'impact de ces aérosols peut expliquer les différences mises en évidence à Agoufou, Banizoumbou et Ouagadougou. De plus, ces MCS étant les premiers de la saison sur la région, les aérosols se sont accumulés dans l'atmosphère depuis plusieurs mois, ce qui peut expliquer que les concentrations observées sont plus élevées que les valeurs simulées.

Pendant le passage des MCS (Figure 5.85b), l'AOD est représentée sur le domaine à haute résolution de façon à mieux apprécier le soulèvement des aérosols désertiques par les MCS. Le domaine peut être séparé en deux parties : au nord les valeurs de l'AOD sont comprises entre 0.4 et 1.2 et au sud les valeurs sont très faibles et inférieures à 0.2. Les maxima de l'AOD (>1) sont localisés à l'emplacement exact des MCS. Ces fortes valeurs de l'AOD sont donc étroitement liées au passage des MCS. Les photomètres ne mesurant que pendant la période diurne, aucune valeur mesurée de l'épaisseur optique des aérosols n'est disponible au moment du passage du MCS.

Le passage des MCS (Figure 5.85c) a provoqué une augmentation de l'AOD respectivement de 0.4 sur le Mali et de 0.2 au Niger. Les valeurs de l'épaisseur optique des aérosols sont relativement uniformes sur la partie nord du domaine car le flux de mousson a entraîné les aérosols vers le nord. A Banizoumbou et Ouagadougou, les valeurs d'AOD sont respectivement de 0.27 et 0.19 tandis que les valeurs simulées pour ces deux sites sol sont de 0.2. La simulation est donc en bon accord avec les valeurs observées sur ces deux sites après le passage des MCS. Au contraire à Agoufou, l'AOD mesurée est de 0.54, alors que l'AOD simulée est de 0.4. Les valeurs de l'épaisseur optique des aérosols pour ce site sol situé le plus au nord du domaine sont donc légèrement sous-estimées. Le MCS-1 observé passant plus au nord que le MCS-1 simulé, son impact sur le soulèvement des poussières désertiques sera plus important au nord du domaine. Cette différence peut expliquer la sous-estimation des valeurs simulées de l'AOD à Agoufou, le site de mesure le plus au nord.

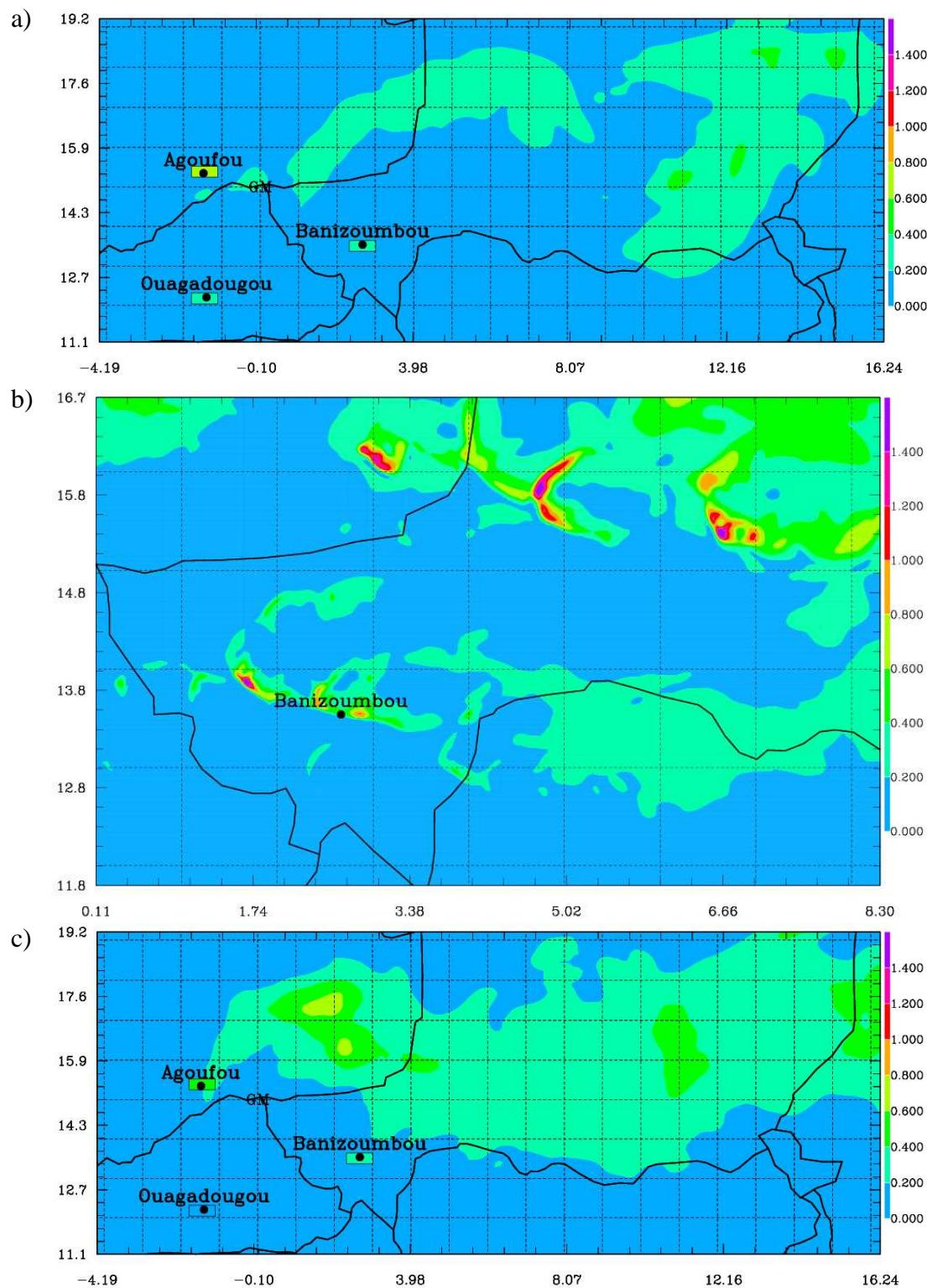


Figure 5.85 : Epaisseur optique des aérosols (AOD) simulée (longueur d'onde : 0.56 µm, domaine entier) le 1 juillet 2006 à 07:00 UTC (a) à 07:00 UTC (b) et le 2 juillet 2006 à 07:00 UTC (c). Les valeurs observées sont indiquées dans les rectangles (longueur d'onde : 0.44 µm).

Profils verticaux au-dessus de Banizoumbou

Précédemment, l'étude de l'origine des masses d'air a montré l'existence d'une couche additionnelle après le passage du MCS. Cette masse d'air provenant d'une zone où un système convectif se propageait, les propriétés des aérosols sont probablement différentes. De façon à mettre en évidence ces différences, il est essentiel de connaître la distribution verticale de l'aérosol. Afin de comparer les concentrations massiques mesurées par l'ATR-42 et modélisées, seules les poussières désertiques dont le diamètre est inférieur à 2.5 μm (diamètre de coupure estimé de la veine communautaire) soit 99.4%, 24.6% et 0.1% des populations de particules (en nombre) centrés respectivement sur 0.3, 1.7 et 4,3 μm seront pris en compte dans la simulation.

La Figure 5.86a représente la concentration massique simulée des poussières désertiques le 2 juillet à 07:00 UTC au-dessus de Banizoumbou ainsi qu'aux quatre extrémités de la croix effectuée par l'ATR-42 pendant le vol de mesures. Tout d'abord, cette figure montre que le profil vertical de la concentration massique en poussières désertiques au-dessus de Banizoumbou est bien représentatif de la région échantillonnée par l'ATR-42. De plus, la Figure 5.86a montre la superposition de plusieurs couches d'air : en dessous de 500 m une couche avec des fortes concentrations de particules ($>75 \mu\text{g.m}^{-3}$), entre 500 m et 1700 m, une couche moins concentrée en aérosols ($\sim 35 \mu\text{g.m}^{-3}$), entre 1700 m et 3700 m une couche de nouveau plus concentrée ($\sim 40 \mu\text{g.m}^{-3}$) puis au-dessus de 3700 m où la concentration massique des particules décroît fortement en fonction de l'altitude. Ces quatre couches peuvent être assimilées respectivement à la couche limite correspondant aux trajectoires du groupe 1, la couche intermédiaire définie plus haut correspondant aux trajectoires du groupe 3, une couche de la SAL correspondant aux trajectoires du groupe 2 et la troposphère libre. La couche intermédiaire est donc bien identifiée par une masse d'air caractérisée par des concentrations faibles et verticalement homogènes ce qui paraît cohérent avec une diminution de la masse d'aérosol par un processus de lessivage.

L'évolution temporelle du profil vertical de la distribution des aérosols (mesurée par l'ATR-42 en rouge et modélisée en noir) a été portée sur la Figure 5.86b. Rappelons que les mesures de l'ATR-42 ont été effectuées lors d'un vol de quatre heures entre 11:30 et 15:30 UTC, soit entre 12 et 16 heures après le passage du MCS. De façon à représenter la situation réellement observée par l'ATR-42, quatre profils verticaux de la concentration massique simulée des aérosols sont représentés respectivement 12, 13, 14 et 15 heures après le passage du MCS. La dispersion géographique n'ayant pas d'impact dans la simulation, nous utiliserons uniquement des profils verticaux de la concentration massique simulée au-dessus de Banizoumbou. Les concentrations massiques, mesurées par l'ATR-42, ont été obtenues à partir de la concentration de particules dont le diamètre est supérieur à 300 nm, et en supposant une densité constante et égale à 2.5 g.cm^{-3} , c'est à dire la même que celle utilisée dans la simulation pour les poussières désertiques.

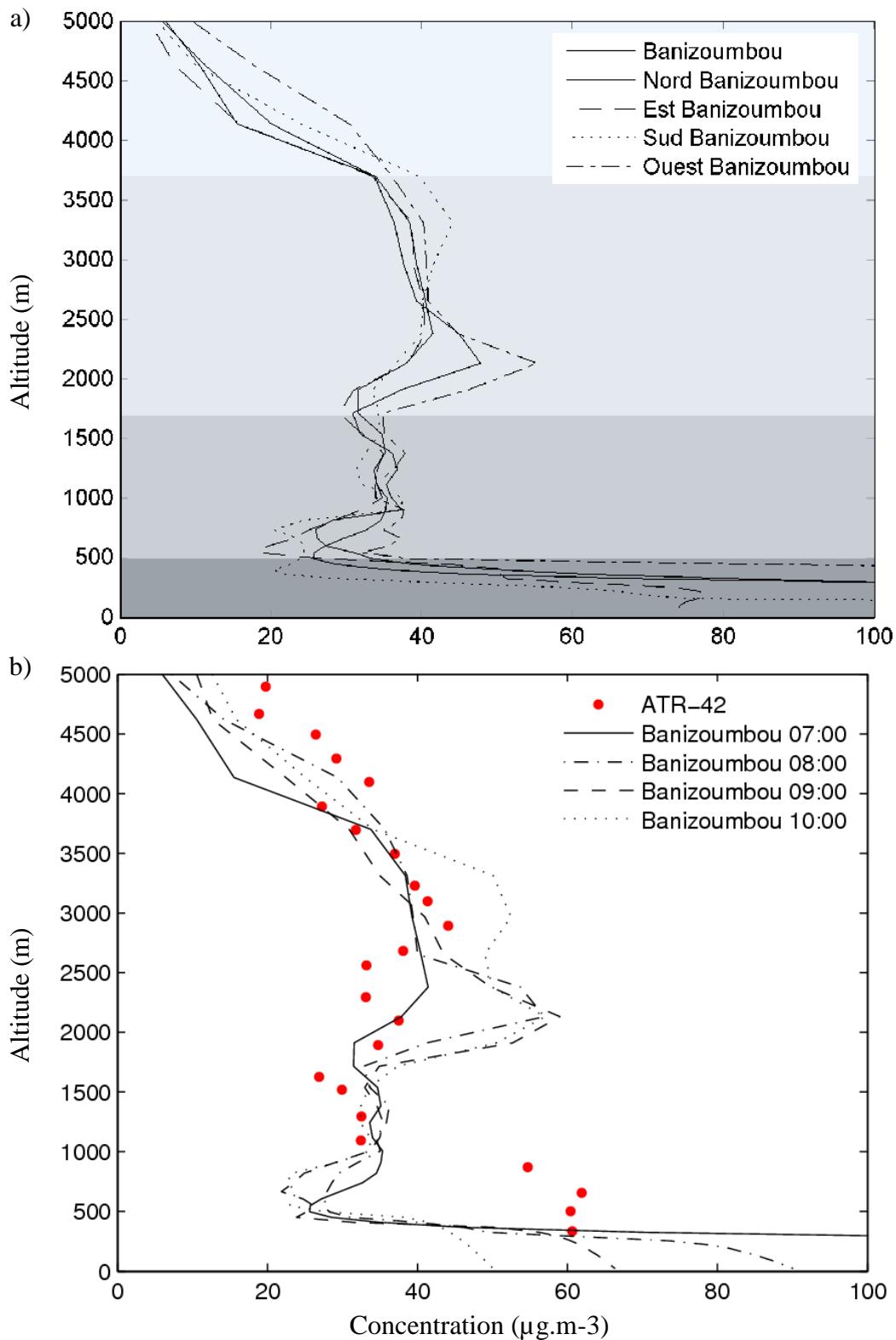


Figure 5.86 : a) Concentration massique ($\mu\text{g.m}^{-3}$) simulée (le 2 juillet à 07:00 UTC) à Banizoumbou ainsi qu'aux quatre extrémités de la croix effectuée par l'ATR-42 pendant le vol de mesures, 12 heures après le passage du MCS le 2 juillet. b) Comparaison des concentrations massiques observées avec l'ATR-42 (rouge) le 2 juillet 2006, et modélisées en ne prenant en compte que les aérosols réellement échantillonnés par l'ATR-42 le 2 juillet 2006 à 07:00 UTC, 08:00 UTC, 09:00 UTC, 10:00 UTC en fonction de l'altitude.

La concentration massique mesurée des particules diminue en fonction de l'altitude, et est en moyenne de $60 \mu\text{g.m}^{-3}$ en surface, de $30 \mu\text{g.m}^{-3}$ entre 1000 m et 1700 m, de $40 \mu\text{g.m}^{-3}$ entre 1700 m et 3700 m et de $20 \mu\text{g.m}^{-3}$ à 5000 m. Les résultats de la simulation montrent une distribution verticale similaire mis à part la couche entre 2000 et 2500 m. En surface, la concentration massique simulée montre une forte variabilité temporelle. En effet, la concentration massique des particules est importante ($200 \mu\text{g.m}^{-3}$) à 07:00 UTC et diminue jusqu'à atteindre $50 \mu\text{g.m}^{-3}$ à 10:00 UTC. La concentration massique a été mesurée par l'ATR-42 à 12:00 UTC, heure à laquelle la couche limite est bien mélangée sur une épaisseur de 800 m, tandis que l'épaisseur de la CL dans la simulation est de 500 m. La dilution imposée par l'augmentation de la hauteur de la couche limite peut expliquer les différences observées entre les concentrations massiques simulées et observées. En effet, si on considère la moyenne temporelle des concentrations massiques simulées en surface ($102.5 \mu\text{g.m}^{-3}$), et que l'on applique une formule de conservation de la masse ($C_f \times V_f = C_i \times V_i$), due à l'augmentation de la hauteur de la couche limite, on obtient $62.5 \mu\text{g.m}^{-3}$. Cette valeur correspond aux concentrations massiques mesurées en surface.

Entre 500 m et 1700 m, les résultats de la modélisation ($35 \mu\text{g.cm}^{-3}$) sont en bon accord avec les concentrations observées par l'ATR-42. Entre 1700 m et 3700 m, une couche plus concentrée en aérosols ($60 \mu\text{g.cm}^{-3}$ au maximum) est présente avec deux maxima simulés à 10:00 UTC à 2200 m et 2800 m correspondant aux deux maxima observés aux mêmes altitudes. Au-dessus de 2800 m les valeurs simulées (entre $10 \mu\text{g.cm}^{-3}$ et $40 \mu\text{g.cm}^{-3}$) rejoignent, à nouveau, les valeurs observées. La Figure 5.86 permet donc de constater la cohérence des résultats du modèle avec les observations.

5.1.4.2. Analyse du transport vertical dans une cellule convective

L'analyse en surface de la situation nous a permis de mettre en évidence le soulèvement de poussières dans le front de rafale des différents systèmes convectifs. De plus, l'analyse des profils verticaux de la concentration massique montre trois couches correspondant : à la couche limite, une couche intermédiaire touchée par le MCS et une couche supérieure dont les masses d'air proviennent de l'est. La Figure 5.87 est une coupe verticale orientée sud-nord entre les latitudes 13.5°N et 14.8°N (trace sur la Figure 5.83b). La Figure 5.87a montre le rapport de mélange de l'eau nuageuse (couleur) et le rapport de mélange de l'eau de pluie (isolignes). Au-dessus de 5400 m, le rapport de mélange de l'eau de pluie est nul tandis que le rapport de mélange de l'eau nuageuse est compris entre 0.2 et 4 g.kg^{-1} . Entre 3600 m et 5400 m, le flux de précipitation est maximum (2.5 g.kg^{-1}) et le rapport de mélange de l'eau nuageuse est faible ($<1.6 \text{ g.kg}^{-1}$). En dessous de 3600 m, le rapport de mélange de l'eau nuageuse est nul, et le flux de précipitation est alors inférieur à 2 g.kg^{-1} . La quantité de précipitation atteignant la surface ($<1.25 \text{ g.kg}^{-1}$) est inférieure au flux de précipitation 2000 m plus haut suggérant une évaporation d'une partie importante des précipitations (~60%).

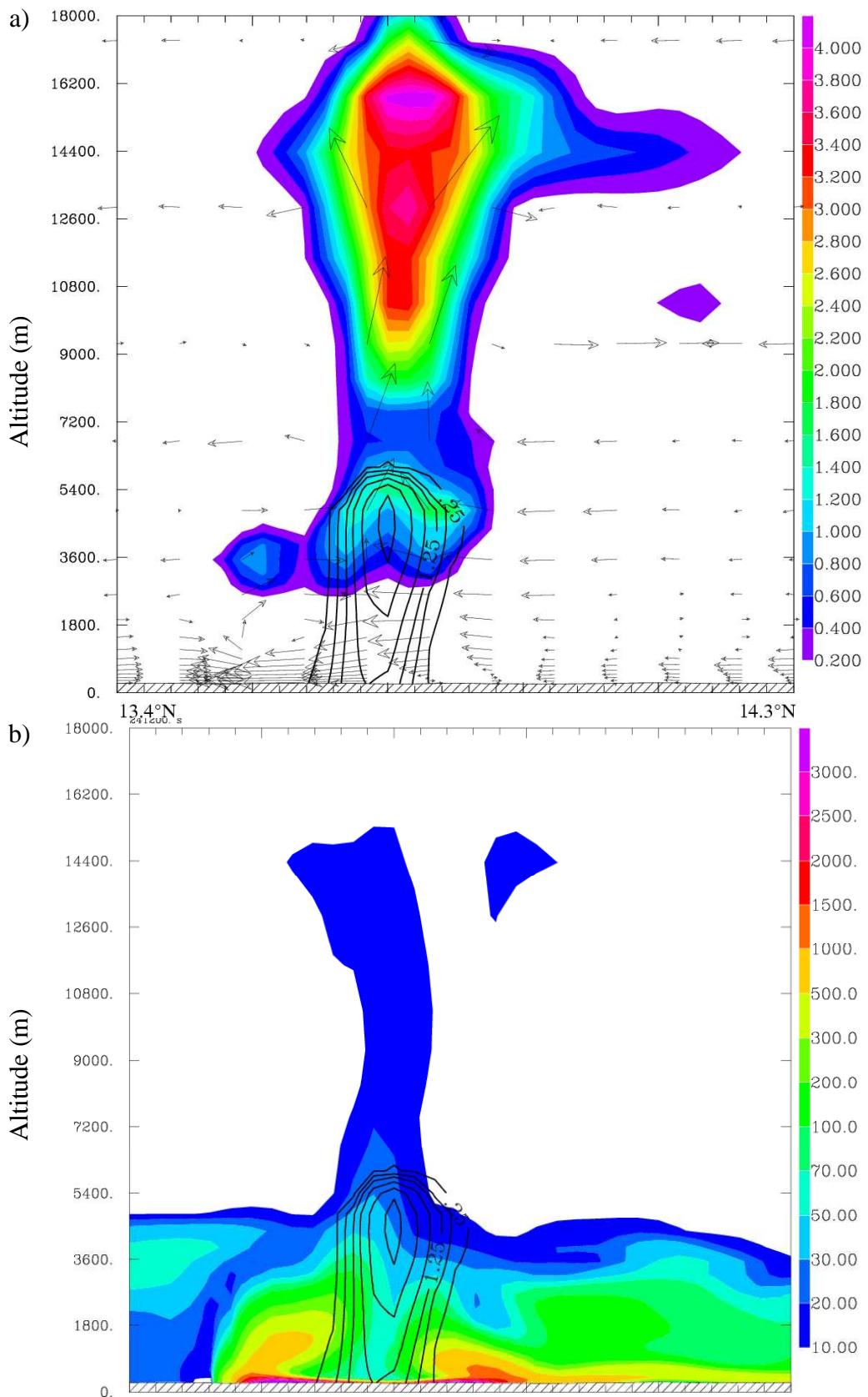


Figure 5.87 : Coupe verticale suivant la latitude 13.4°N et 14.3°N (voir la localisation sur la Figure 5.83b) le 1^{er} juillet 2006 à 20:00 UTC. a) Rapport de mélange pour l'eau nuageuse et glacée (couleur) et rapport de mélange de l'eau de pluie (isolignes) en g.kg⁻¹ en fonction de l'altitude. Les vecteurs représentent la direction et la vitesse du vent. b) Concentration des poussières désertiques (µg.m⁻³) en fonction de l'altitude.

La Figure 5.87b montre la concentration massique des poussières désertiques en fonction de l'altitude. On remarque que les particules sont transportées verticalement par les courants ascendants du MCS jusqu'à 14000 m. Les concentrations à ces altitudes sont plutôt faibles ($10 \mu\text{g.m}^{-3}$), mais peuvent jouer un rôle essentiel en créant des noyaux de glace dont l'impact radiatif est très important. Cette fraction massique correspond à la part non lessivée des poussières désertiques, dont le rayon des particules est inférieur à $0.5 \mu\text{m}$ (Tost et al., 2006, Tulet et al., 2008). Le cisaillement de vent (flux de mousson/Harmattan) décale les courants descendants (-2 m.s^{-1}), engendrés par les précipitations et l'air plus frais et sec des niveaux moyens, par rapport aux courants ascendants de convection. Ceci produit un front de rafales en arc qui s'éloigne du cœur des précipitations (Figure 5.83b). La vitesse de ce front de rafale (15 m.s^{-1}), supérieure à la vitesse seuil d'érosion des sols, engendre l'émission de poussières désertiques. Ainsi, de part et d'autre des flux de précipitation, se créent deux zones de fortes concentrations en poussières désertiques ($3000 \mu\text{g.m}^{-3}$). Dans la zone intermédiaire, touchée par le flux de précipitation du MCS, la concentration en poussières désertiques est faible (inférieure à $100 \mu\text{g.m}^{-3}$). Ces nouvelles particules sont transportées en altitude par les courants ascendants du MCS (24 m.s^{-1}) jusqu'à 4000 m, niveau où les précipitations deviennent significatives. Les mouvements verticaux et horizontaux dans le MCS impliquent un mélange important de la couche limite et de la SAL, c'est à dire des composés solubles de la couche limite avec les espèces insolubles de la SAL ainsi qu'avec les poussières désertiques émises par le MCS. De plus, la présence de nuage et de précipitations, suggère que ce mélange se fait en milieu aqueux.

En dessous de 5400 m, où le flux de précipitation est non nul, le processus de collection des particules par les gouttes de pluie intervient. Ce mécanisme augmente la quantité de poussières désertiques, et plus généralement des aérosols, dans la phase aqueuse. Ainsi la majeure partie de la concentration massique en aérosol est collectée et lessivée par les gouttes de pluie.

Si nous restreignons la Figure 5.87b entre la surface et 4500 m, nous obtenons une vue plus précise des événements se produisant dans la gamme d'altitude des mesures de l'ATR-42 (Figure 5.88). Les zones colorées correspondent à la concentration massique de poussières désertiques et les isolignes correspondent à la concentration massique de poussières désertiques contenues dans des gouttes de pluie. Dans cette simulation Meso-NH, les flux de précipitation sont paramétrés sans prendre en compte l'activation des particules (Pinty et Jabouille, 1998). Seul le processus de collection peut entraîner la présence de poussières désertiques dans les gouttes de pluies. De ce fait, la concentration des particules incluses dans les gouttes de pluies évolue en fonction de la concentration des poussières désertiques sèches et du flux de précipitation. En altitude (4500 m) le flux de précipitation est maximum et la concentration en poussières désertiques sèches est faible. La concentration des particules humides sera donc faible. Inversement, en surface la concentration en poussières désertiques sèches est maximum tandis que le flux de précipitation est faible, la concentration des particules humides est faible. Dans la zone où les précipitations et la concentration en poussières désertiques sont relativement importantes, la concentration massique en particules humides est de $100 \mu\text{g.m}^{-3}$, ce qui est équivalent, voire supérieur, à la concentration de poussières désertiques sèches. Dans les zones de fortes concentrations en poussières désertiques et hors des zones de précipitations, la concentration massique des particules humides est de $5 \mu\text{g.m}^{-3}$, ce qui ne représente que 3% de la concentration massique des poussières sèches.

Une partie des particules désertiques issues du soulèvement provoqué par le MCS et celles qui sont transportées par le flux de mousson sont collectées par les précipitations. Ainsi dans les gouttes d'eau nuageuse se retrouvent les éléments solubles (nitrate, sulfate) provenant du flux de mousson mélangés avec des particules minérales plutôt hydrophobes. Le processus de mélange de ces matériaux d'origine différente peut alors s'opérer directement en phase aqueuse. Ensuite, le processus d'évaporation est nécessaire pour restituer sous forme sèche une part non négligeable de la masse d'aérosol qui a été collectée ; ceci conformément aux observations du chapitre 4.

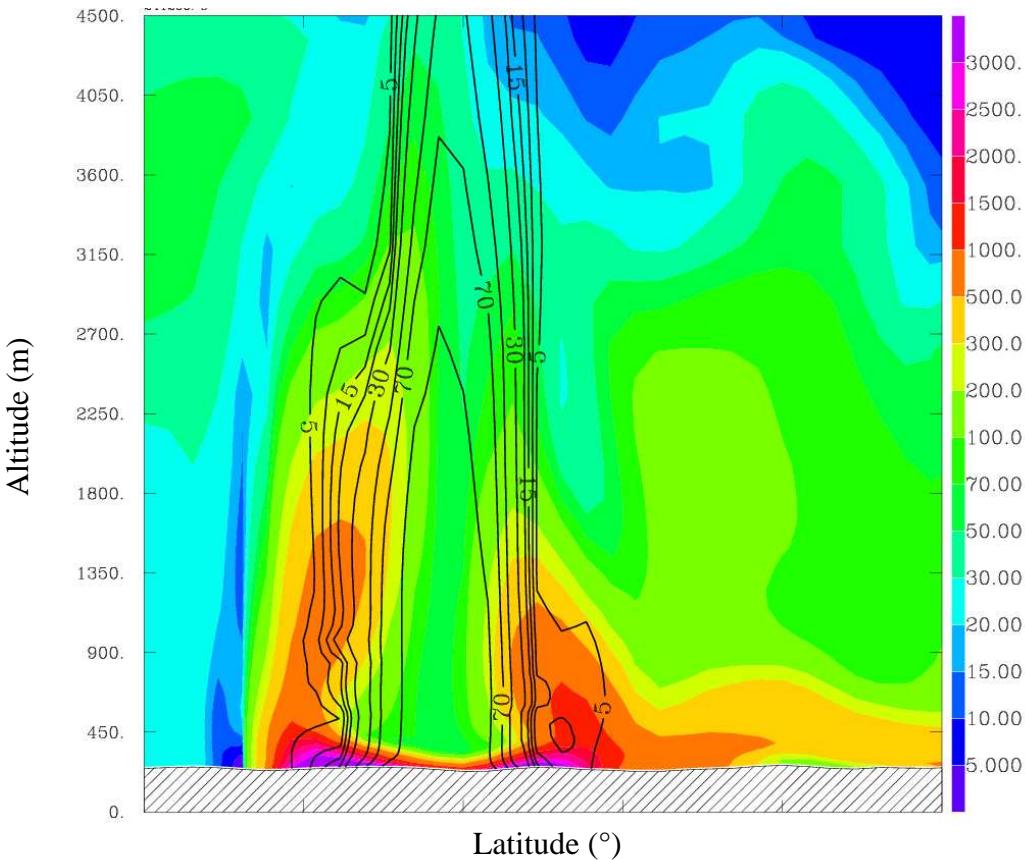


Figure 5.88 : Concentration des poussières désertiques en $\mu\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$ en fonction de l'altitude entre 13.5°N et 14.8°N le 1^{er} juillet 2006 à 20:00 UTC. Les isolignes correspondent à la concentration massique ($\mu\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$) des poussières désertiques contenues dans des gouttes de pluies.

La Figure 5.89 représente l'évaporation à 1500 m (zone colorée, $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$) cumulée entre 18:00 UTC le 1^{er} juillet 2006 et 07:00 UTC le 2 juillet 2006. Sur cette figure nous avons superposé la retrotrajectoire rouge du groupe 3. Les particules suivant cette trajectoire (Figure 5.82) ont subit le mélange en phase aqueuse. Au nord du domaine, l'évaporation est quasi nulle sur toute la période de temps utilisée. Par contre, la région de Niamey-Banizoumbou subit le processus d'évaporation. Les valeurs maximales se situent à l'ouest de Niamey et atteignent $0.0064 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$. Sur la trajectoire de la masse d'air provenant du nord de Banizoumbou, les valeurs sont inférieures à $0.0024 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$. Ces résultats prouvent que les particules incluses dans la masse d'air se mélangent en phase aqueuse puis sont régénérées après évaporation.

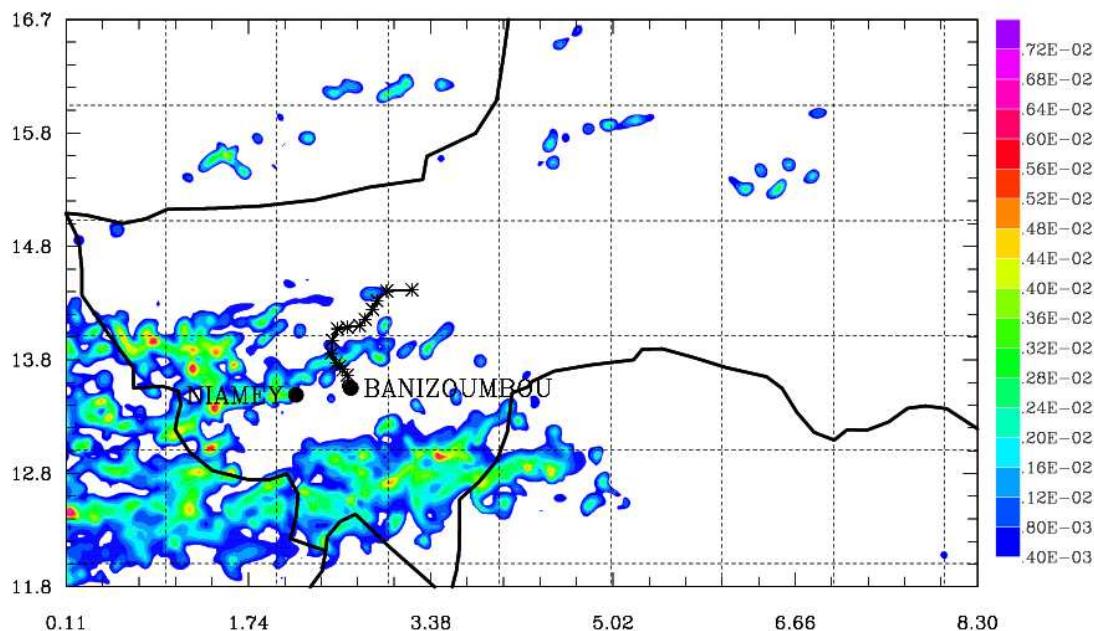


Figure 5.89 : Coupe horizontale à 1500 m de l'évaporation en $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$ cumulée entre 18:00 le 1^{er} juillet 2006 et 07:00 UTC le 2 juillet 2006. La rétrotrajectoire arrivant à 1500 m au-dessus de Banizoumbou apparaissant sur la Figure 5.82 est à nouveau représenté sur cette figure.

5.1.5 Bilan

Les observations ont montré que la situation avant le passage du MCS est caractérisée par deux couches bien distinctes dont les propriétés hygroscopiques sont différentes. En effet, dans la couche limite les aérosols ont une capacité hygroscopique plus importante que dans la SAL. L'étude de l'origine des masses d'air dans la simulation Meso-NH montre la coexistence de deux couches dont les masses d'air proviennent d'une part du sud-ouest entraînées par le flux de mousson et d'autre part du nord-est entraînées par l'Harmattan. De ce point de vue, la simulation et les observations montrent une stratification similaire de l'atmosphère avant le passage des MCS.

Après le passage du MCS, les observations ainsi que la simulation montrent l'apparition d'une couche supplémentaire. Dans cette couche, la capacité hygroscopique des aérosols augmente après le passage du MCS. Ce résultat est une conséquence de l'augmentation de la quantité (en nombre) d'aérosols plus hygroscopiques tels que les aérosols sulfatés et les poussières désertiques chimiquement modifiées par des éléments solubles. Ces résultats mettent en évidence des modifications importantes des propriétés des aérosols dans cette couche. L'analyse numérique de l'origine des masses d'air montre que les masses d'air de la couche intermédiaire proviennent d'une zone où un MCS s'est développé et que ces masses d'air sont entraînées par les courants de densité du MCS. Les modifications des propriétés des aérosols observées peuvent donc être directement reliées à des mécanismes intervenant dans le MCS.

La simulation indique également que le soulèvement de poussières désertiques observé a été généré par les courants de densité créant un front de rafales caractérisé par des vents horizontaux très violents en surface. La vitesse maximale de ces vents, qui est de l'ordre de 15m.s^{-1} , est supérieure à la vitesse seuil d'émission de poussières désertiques dans cette région ouest Africaine. L'émission de poussières désertiques se produit à l'avant du MCS. Une partie non négligeable des poussières désertiques, émises dans les fronts de rafales, reste plusieurs heures dans les basses couches de l'atmosphère et peut être transportée sur de longues distances. Ce résultat est en accord avec l'augmentation de poussières désertiques, non altérées, observée dans la couche limite. Une autre partie de ces particules générées en surface peut être transportée verticalement par les courants ascendants. Les mouvements ascensionnels (20 m.s^{-1}) sont pris dans un flux de précipitation vers 4000 m d'altitude limitant le transport vertical de masse d'aérosols au-dessus de ce niveau, même si une fraction non négligeable ($10\text{ }\mu\text{g.m}^{-3}$) se retrouve jusqu'à une altitude de 14000 m. De plus, la convection provoque un mélange de la couche limite et de la SAL dans le MCS. C'est ainsi que les espèces chimiques solubles de la couche limite, les espèces insolubles de la SAL et une partie des poussières désertiques fraîchement générées par le MCS sont mélangés. Ce mélange s'effectue dans une zone où il y a présence d'eau nuageuse et de gouttes de pluie. La présence de précipitations augmente l'efficacité de collection des particules par les gouttes de pluie. Le mélange dans une goutte entre des espèces gazeuses solubles, des particules hygroscopiques transportées par le flux de mousson et des particules minérales (hygrophobes) fraîchement incorporées est donc possible (Levin *et al.*, 1996 ; Yin *et al.*, 2002 ; Wurzler *et al.*, 2000). Les résultats de la modélisation montrent que le flux de précipitation s'évaporant en partie dans les basses couches (~60%), une fraction des particules incluses dans les gouttes de pluies est ré-injectée dans l'atmosphère. Les éléments solubles essentiellement composés de nitrate et de sulfate apparaissent enrobés autour de la surface des particules minérales. On peut donc raisonnablement penser qu'une pellicule de surface composée d'éléments solubles (principalement de nitrate et de sulfate) se crée autour des particules après évaporation. La capacité hygroscopique des nouvelles particules a ainsi été augmentée par rapport aux particules minérales non altérées initialement présentes dans la SAL. Ces résultats montrent que toutes les conditions décrites par Levin *et al.* (1996) sont réunies pour modifier les propriétés des aérosols. Cet enchaînement de mécanismes (mélange en phase aqueuse d'éléments solubles et insolubles et évaporation) fait partie d'un ensemble de processus appelé « *cloud processing* ».

5.2. ETUDE DE CAS : MCS OBSERVE LE 14/15 AOUT 2006

Malheureusement, ce cas n'a pu être analysé avec une simulation Meso-NH. En effet, les premiers tests de simulation effectués sous Meso-NH n'ont pas bien représenté la situation du MCS observé le 14 août 2006. L'initiation et le développement des MCS simulés étaient trop éloignés des systèmes observés pour permettre une analyse cohérente des observations avec la modélisation Meso-NH. Cependant, la première étude de cas a montré l'importance de l'étude de l'origine des masses d'air. En effet, cette analyse permet d'identifier quelle masse d'air a subi le *cloud processing*. C'est pourquoi cette partie pourra se limiter à une analyse des masses d'air de la situation via l'utilisation du modèle HYSPLIT (HYbrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory).

5.2.1 Description du modèle HYSPLIT-4

Le modèle Hysplit-4 (<http://www.arl.noaa.gov/ready/open/hysplit4.html>) a été conçu pour apporter des réponses rapides aux urgences météorologiques (risque radioactif, ...). Les données météorologiques GDAS (Global Data assimilation System) utilisées par ce modèle sont produites par le NCEP (National Center for Environmental Prediction). Elles contiennent les champs basiques tels que les composantes méridienne et zonale du vent (u , v), la température, l'humidité et la pression. La résolution spatiale de ces données est de 50 km sur un pas de temps de 6 heures. Un schéma radiatif (Koch *et al* 1985, Tucillo, 1988) est ajouté dans le modèle dépendant de l'angle d'élévation du soleil et de la fraction nuageuse. L'effet de la fraction nuageuse, déterminée à partir de l'humidité relative, est traité de façon linéaire en fonction de la transmission critique. Lorsque les données météorologiques de base (u , v , w) ont été analysées et interpolées sur la grille interne du modèle, les trajectoires Lagrangiennes peuvent être calculées. À chaque point (x , y , z) et pour chaque pas de temps, la position de la particule est calculée à partir du vecteur de vitesse horizontal et de la position initiale de la particule. Les mouvements verticaux sont recalculés par le modèle en utilisant la variation verticale, par rapport à la surface, de la pression par unité de temps (Draxler, 1996 ; Draxler *et Hess*, 1998).

La méthode de calculs des rétrotrajectoires est similaire dans les deux modèles et est basée sur une double approche Eulerienne et Lagrangienne. Cependant, le mode d'utilisation des deux modèles Hysplit-4 et Meso-NH est totalement différent. En effet, Hysplit-4 est un modèle dédié aux calculs des trajectoires tandis que Meso-NH est un modèle de recherche. Le modèle Hysplit-4 interpole les données météorologiques du NCEP sur la grille du domaine par rapport à la surface. Puis ce modèle calcule les positions de la particule en fonction du temps indépendamment des calculs précédents. Meso-NH utilise les données météorologiques du CEP, sur un pas de temps de 6 heures, pour contraindre les différentes paramétrisations et permet de connaître à chaque instant de la simulation des données explicites et implicites. Le modèle de diffusion, permettant le calcul des trajectoires, est couplé aux autres paramétrisations de Meso-NH. Lors de perturbations plus ou moins intenses (MCS, mouvements turbulents, ...) les rétrotrajectoires sous Meso-NH suivent exactement le flux. Ces événements particuliers à fine échelle ne sont pas modélisés dans Hysplit-4 ainsi les trajectoires calculées ne sont pas déviées et suivent les mouvements de grandes échelles.

De plus, la visualisation de données physiques tout au long de la rétrotrajectoire dans Hysplit-4 est totalement dépendante des champs intégrés dans les données météorologiques du NCEP.

Par exemple, si la pluie n'est pas intégrée dans les données du NCEP, rien ne permettra de calculer ce champ dans Hysplit-4.

5.2.2 Origines des masses d'air échantillonnées par l'ATR-42

5.2.2.1. Situation avant le passage du MCS, le 14 août 2006

Le modèle Hysplit-4 a été utilisé pour analyser l'origine des masses d'air de la situation du 14 et 15 août 2006. La Figure 5.90 représente les rétrotrajectoires dont le point final est 13°N et 1°E. Ce point a été choisi car il se trouve au centre du plan de vol effectué par l'ATR-42 le 14 août 2006 à 12:00 UTC. La Figure 5.90a montre les trajectoires des masses d'air dans les basses couches (500, 1500 et 2000 m) tandis que la Figure 5.90b montre les trajectoires des masses d'air dans les couches plus élevées (3000, 4000 et 5000 m). La masse d'air arrivant à 500 m sur le lieu d'échantillonnage (en rouge sur la Figure 5.90a) provient du golfe de Guinée et traverse le continent, entraînée par le flux de mousson, à une altitude relativement constante jusqu'au point final (13°N 1°E). La trajectoire à 1500 m (bleu sur la Figure 5.90a) provient d'Egypte. Le 12 août 2006 à 00:00 UTC, la masse d'air se trouve au-dessus de la région montagneuse du Tibesti. On observe alors un soulèvement orographique de la masse d'air de 1000 m. Le 13 août 2006, à 00:00 UTC, elle se trouve au-dessus du lac Tchad, région dans laquelle s'initialise le MCS observé quelques heures plus tard. Cette masse d'air suit par la suite exactement la trajectoire du MCS observé (cf. Chapitre 4 section 4.2.1.2). La masse d'air arrivant à 2000 m au-dessus du lieu d'échantillonnage (vert sur la Figure 5.90a) provient comme la précédente du nord-est de l'Afrique (Egypte) et subit, elle aussi, le soulèvement orographique sur le massif du Tibesti. Cette masse d'air passe plus au nord que la précédente et ainsi ne suit pas la trajectoire du MCS initialisé au-dessus du lac Tchad.

Dans les hautes couches (3000, 4000 et 5000 m, Figure 5.90b), les masses d'air suivent toutes les mêmes trajectoires provenant de l'Afrique du nord et se dirigent vers le point final selon un flux de nord-est (Harmattan, AEJ). L'altitude de la masse d'air la plus basse (3000 m en rouge sur la Figure 5.90b) augmente au-dessus du massif du Tibesti. Les altitudes des rétrotrajectoires les plus hautes (4000 m et 5000 m, respectivement bleue et verte sur la Figure 5.90a), subissent peu de modifications et sont donc relativement constantes tout au long de leur trajet. De même, ces masses d'air suivent la trajectoire du MCS initialisé au-dessus du lac Tchad.

Le 14 août de 10:00 UTC jusqu'à 12:00 UTC, la région environnant Niamey est caractérisée par le passage de trois MCS. Toutes les masses d'air suivant les rétrotrajectoires, hormis la rétrotrajectoire à 500 m, passent par cette région à ce moment précis. Ainsi, les masses d'air échantillonnées par l'ATR-42 le 14 août 2006 traversent les systèmes convectifs.

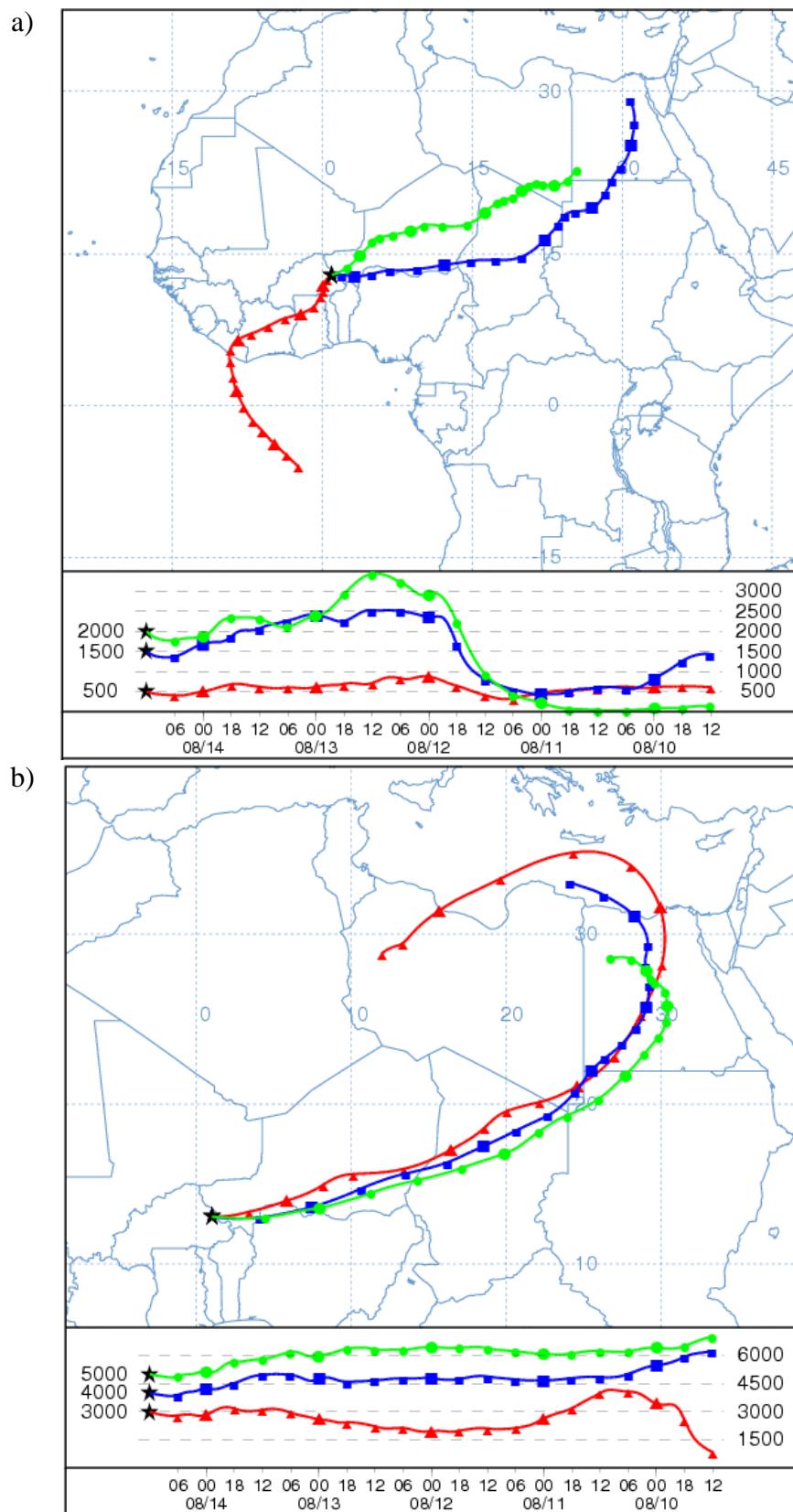


Figure 5.90 : Rétrotrajectoires tracées par le modèle Hysplit-4 dont le point final est 13°N en latitude et 1°E en longitude le 14 août 2006 à 12:00 UTC. Le pas de temps est de 6 heures pendant 120 heures. En a) sont représentées les rétrotrajectoires en basses couches (500, 1500, 2000 m), en b) les rétrotrajectoires dans les couches supérieures (3000, 4000 et 5000 m).

Les champs d'humidité relative et de précipitations issus des données météorologiques du NCEP (le 14 août 2006) sont intégrés dans le modèle Hysplit-4. De ce fait, à chaque point de chaque retrotrajectoire, l'humidité relative ainsi que le taux de précipitation de la masse d'air peuvent être indiqués. La Figure 5.91 représente l'humidité relative des 6 masses d'air (500 m, 1500 m, 2000 m, 3000 m, 4000 m, 5000 m) du 9 août à 12:00 UTC au 14 août 12:00 UTC. La masse d'air arrivant à 500 m d'altitude au-dessus du lieu d'échantillonnage se distingue des cinq autres par une humidité relative importante (~ 80%) tout au long de son transport. Cette masse d'air provient du golfe de Guinée et est entraînée par le flux de mousson dans lequel l'humidité relative est très importante. De même, l'humidité relative de la masse d'air à 3000 m augmente jusqu'à 80% lors de son passage au-dessus de la mer méditerranée.

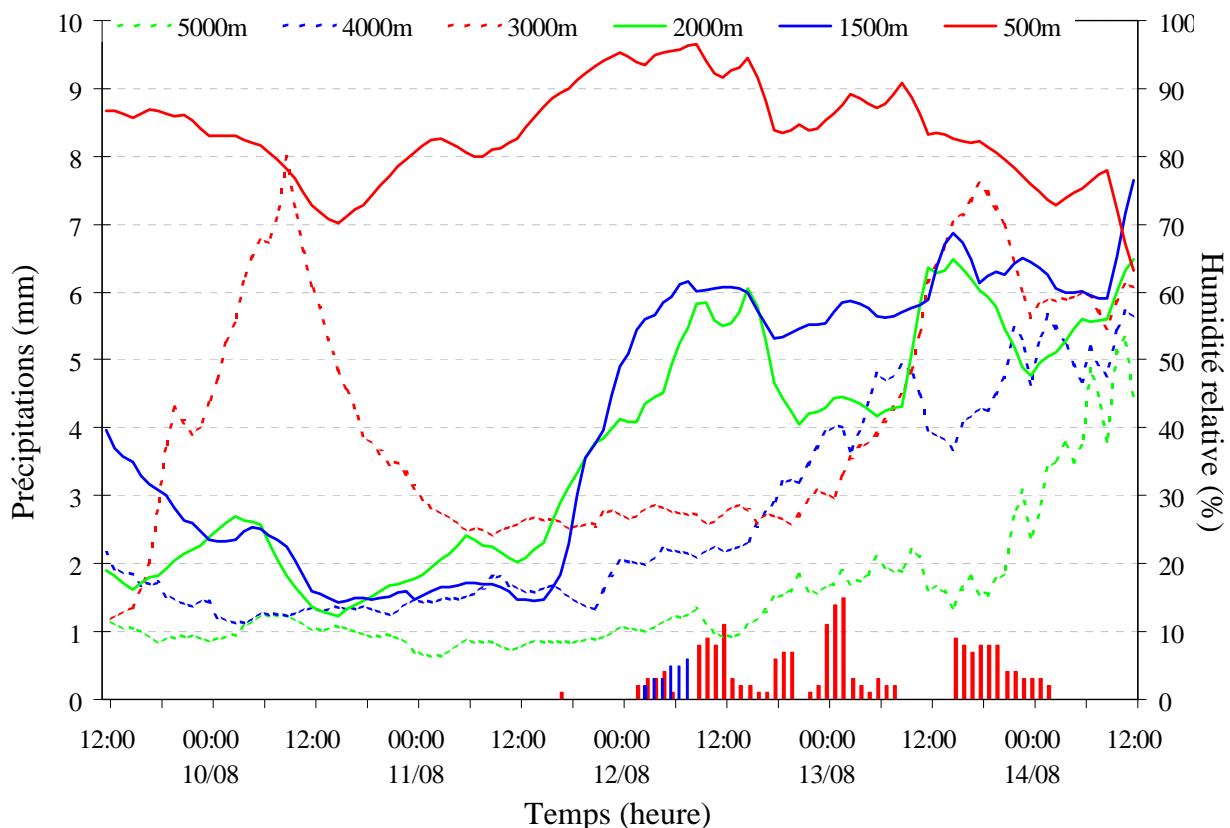


Figure 5.91 : Humidité relative (%) des masses d'air suivant les rétrotrajectoires tracées sur la Figure 5.90 du 9 août à 12:00 UTC au 14 août 12:00 UTC. Les taux de précipitation sont représentés par des histogrammes rouges pour la masse d'air à 500 m et bleus pour la masse d'air à 1500 m.

Durant les 48 premières heures lors du passage des masses d'air à 1500 m, 2000 m, 4000 m et 5000 m au-dessus des zones désertiques du nord de l'Afrique, l'humidité relative de celles-ci est très faible et inférieure à 30%. A partir du 11 août à 12:00 UTC, on peut noter une augmentation de l'humidité relative des masses d'air à 1500 m, 2000 m jusqu'à 60% correspondant au soulèvement orographique sur le massif du Tibesti de ces deux masses d'air. Au même moment, l'humidité des masses d'air à 4000 m et 5000 m augmente légèrement. L'augmentation de l'humidité relative de ces masses d'air est une conséquence de leur transport dans une zone de plus en plus humide. En effet, le 11 août à 12:00 UTC, les masses d'air viennent de traverser le front inter tropical (FIT) et entrent alors dans une zone influencée dans les basses couches par le flux de mousson très humide.

Seules les masses d'air à 500 m et 1500 m, connaissent des évènements de précipitations le long de leurs parcours (respectivement au maximum 1.5 mm et 0.6 mm). Le *cloud processing* décrit dans la partie précédente a donc pu avoir lieu.

5.2.2.2. Situation après le passage du MCS

La situation après le passage du MCS, le 15 août 2006 12:00 UTC, est représentée sur les Figure 5.92 a et b, respectivement dans les basses couches de l'atmosphère (500 m, 1500 m et 2000 m) et dans les couches plus élevées de l'atmosphère (3000 m, 4000 m et 5000 m). Dans les basses couches (Figure 5.92a), on peut noter la présence à 500 m d'une trajectoire similaire à la situation avant le passage du MCS, c'est à dire provenant du golfe de Guinée et suivant le flux de mousson. Les trajectoires à 1500 m et 2000 m (respectivement bleue et verte sur la Figure 5.92a) sont totalement différentes des précédentes et sont décalées de 5°, en moyenne, vers le nord. La rétrotrajectoire à 1500 m (bleue sur la Figure 5.92a) montre que la masse d'air échantillonnée reste quasi statique au-dessus du centre-est du Niger entre le 11 août à 12:00 UTC et le 12 août à 06:00 UTC. Le 14 août à 00:00 UTC, la masse d'air échantillonnée se trouve au centre du Niger, et douze heures plus tard, elle se situe à la frontière Niger-Nigeria à l'est de Niamey. A ce moment même, le MCS se trouve sur la zone échantillonnée, il est donc impossible que la masse d'air suivant cette trajectoire ait subit l'impact du MCS. La rétrotrajectoire à 2000 m (vert sur la Figure 5.92a), montre que la masse d'air est relativement immobile, de 12:00 UTC le 13 août 2006 jusqu'à 00:00 UTC le 15 août 2006, au nord de la zone échantillonnée, au Mali. Dans cette région, aucun MCS ne s'est initialisé ou propagé. Il apparaît donc que les masses d'air échantillonnées par l'ATR-42 dans les basses couches n'ont pas subit le mélange imposé par le MCS.

Dans les hautes couches de l'atmosphère (Figure 5.92b), la trajectoire à 5000 m (vert) ne semble pas affectée par la convection. En effet, la masse d'air suivant cette trajectoire est entraînée par l'anticyclone créé par le Heat Low sur la partie nord de l'Afrique puis par le jet d'est africain (AEJ) entre 10°N et 20°N. Cette masse d'air suit les mouvements à grande échelle de la dynamique de la mousson africaine.

Par contre, les deux masses d'air à 3000 m et 4000 m (rouge et bleu sur la Figure 5.92b), suivent une trajectoire similaire, mais différente de celle avant le passage du MCS. En effet, les « origines » de ces rétrotrajectoires se trouvent respectivement au sud de la Libye et au centre du Niger à la **surface** du continent. La rétrotrajectoire à 4000 m (bleu sur la Figure 5.92b) montre que la masse d'air suit, tout d'abord, un flux de sud-ouest en basses couches (le flux de mousson) puis à proximité du FIT (20°N ce jour là) suit un flux de nord-est (l'Harmattan). C'est à partir de ce moment là (12 août 00:00 UTC) que son altitude augmentera linéairement. La masse d'air arrivant à 3000 m au-dessus de Banizoumbou (rouge sur la Figure 5.92b), suit toujours un flux de nord-est, son altitude augmentera dans la même zone que la précédente, soit vers 20°N. Dans le cas de ces deux masses d'air, si l'altitude augmente, ce n'est pas une conséquence du relief de la région mais de la position du FIT, forçant les flux chauds et secs de l'Harmattan à passer au-dessus du flux de mousson plus humide. Le 14 août 2006 à 12:00 UTC, ces masses d'air se trouvent respectivement à 17°N et 15°N. Les MCS, se trouvant à ce moment là dans la région de Niamey (12°N), n'ont donc pas eu d'impact sur ces masses d'air.

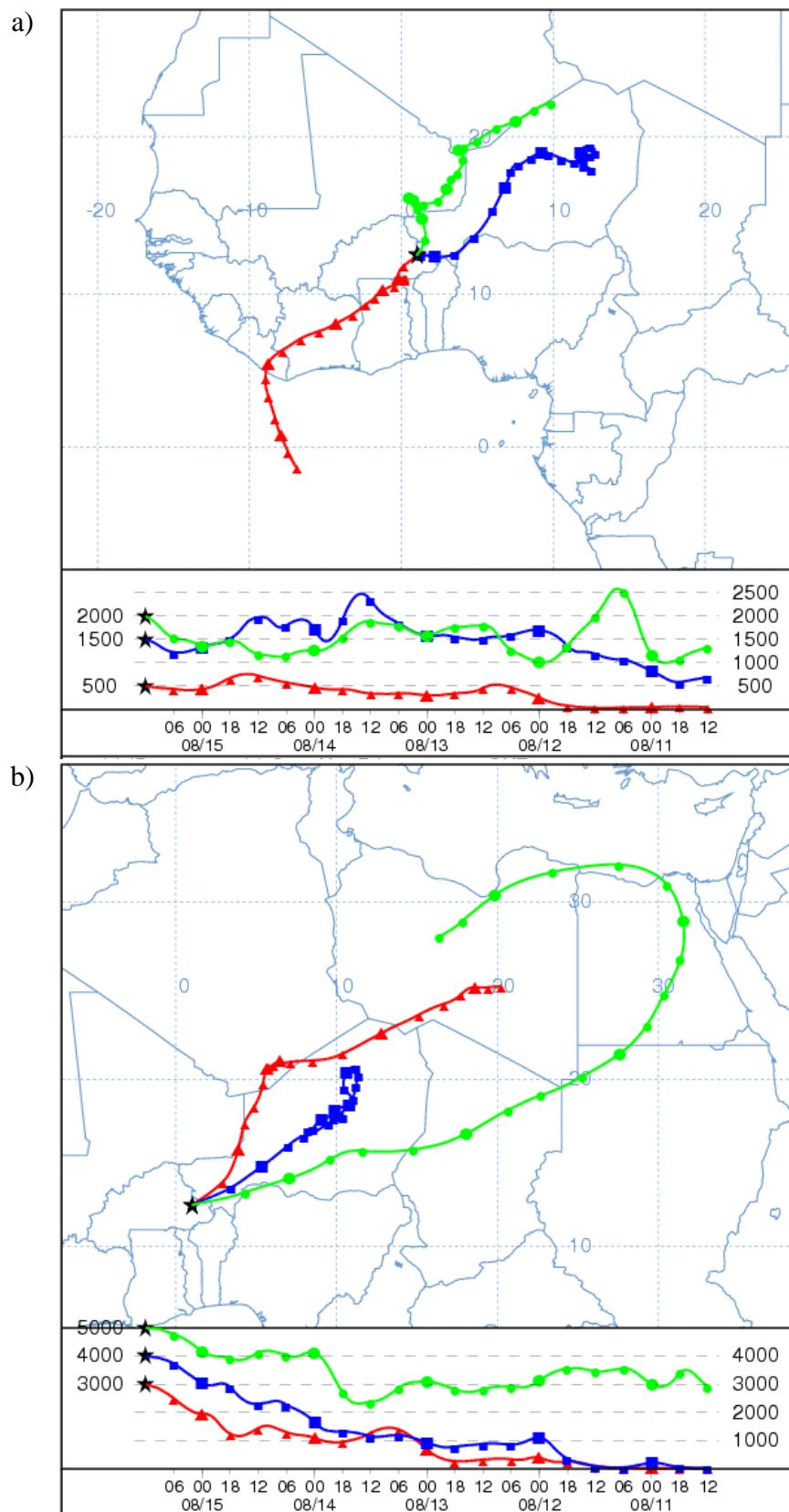


Figure 5.92 : Rétrotrajectoires tracées par le modèle Hysplit-4 dont le point final est 12.5°N en latitude et 1°E en longitude le 14 août 2006 à 12:00 UTC. Le pas de temps est de 6 heures pendant 120 heures. En a) sont représentées les rétrotrajectoires en basses couches (500 m, 1500 m, 2000 m), en b) les rétrotrajectoires dans les couches supérieures (3000 m, 4000 m et 5000 m).

Comme pour la situation du 14 août 2006, les champs d'humidité relative et de précipitation des données météorologiques du NCEP (le 15 août 2006) sont intégrés dans le modèle Hysplit-4. L'humidité relative des masses d'air à 500 m, provenant du flux de mousson est, comme précédemment, très élevée (~80%) durant tout leur transport. Les autres masses d'air provenant du nord-est de l'Afrique ont une humidité relative faible comprise entre 10% et 55% durant les deux premiers jours de leur transport. Cette humidité relative s'accroît, comme précédemment, au passage au niveau du FIT. Le taux de précipitation pour toutes les masses d'air est nul. Les masses d'air échantillonnées par l'ATR-42, après le passage des MCS, n'ont donc pas subi le mélange en phase aqueuse.

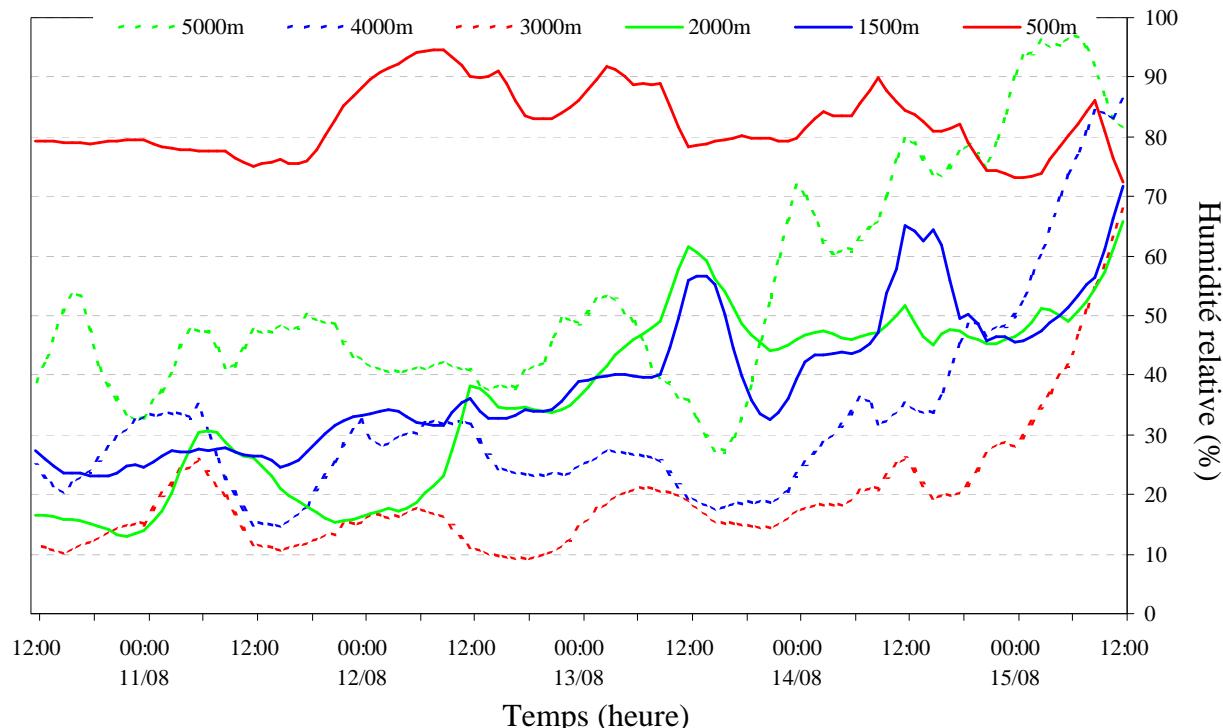
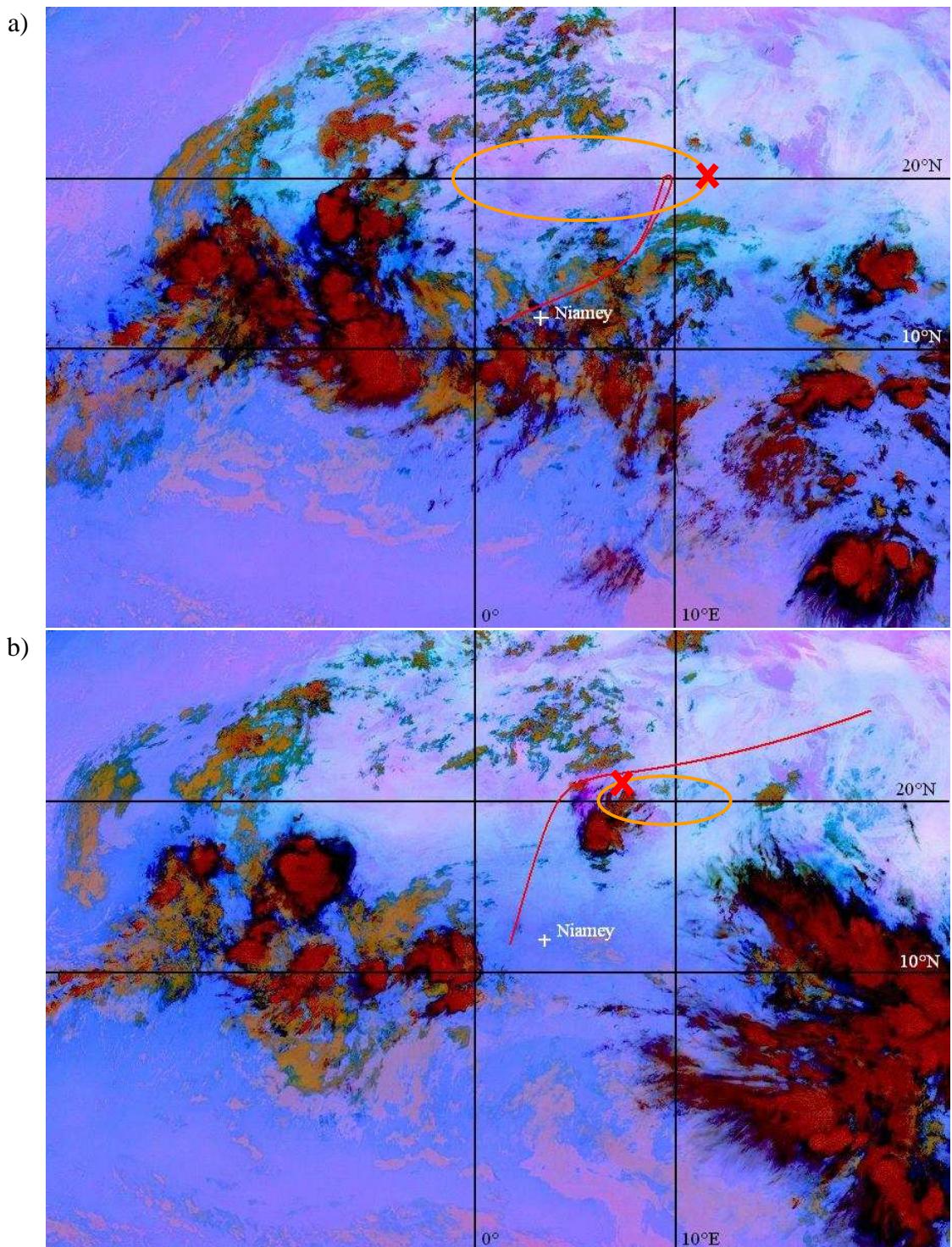


Figure 5.93: Humidité relative (%) des masses d'air suivant les rétrotrajectoires tracées sur la Figure 5.92 du 10 août à 12:00 UTC au 15 août 12:00 UTC.

La comparaison point par point des trajectoires des masses d'air et des images satellites, permet de détecter des événements particuliers ayant eu lieu au cours du transport de ces masses d'air. Les Figures 5.94 a et b sont des images satellites SEVIRI/IMAGER sur Meteosat-8 respectivement le 12 août 2006 à 00:00 UTC et le 13 août 2006 à 00:00 UTC. Ces images sont faussement colorées et représentent en rouge les nuages, en bleu la vapeur d'eau et en rose les poussières désertiques. Les lignes noires représentent les méridiens à 0° et 10°E et les parallèles à 10°N et 20°N.



Figures 5.94 : Image satellite SEVERI le 12 août 2006 à 00:00 UTC (a) et le 13 août 2006 à 00:00 UTC (b), tirée de trois canaux infrarouges du SEVIRI/IMAGER sur Meteosat-8, dont les longueurs d'onde sont de 12.0, 10.8 et 8.7 millimètres. Cette image faussement colorée a été créée en utilisant un algorithme d'EUMETSAT, qui colore en rouge la différence entre les canaux de 12.0 et de 10.8 mm, en vert la différence entre les canaux de 10.8 et de 8.7 mm et en bleu le canal de 10.8 mm. La poussière apparaît rose ou magenta, la vapeur d'eau en bleu foncé, les nuages en rouge foncé et la surface en bleu pâle. Les lignes rouges surimposées représentent les trajectoires des masses d'air à 4000 m (a) et 3000 m (b). Les croix correspondent à la position des masses d'air au moment où l'image satellite est prise. Les cercles orange délimitent les nuées de poussières désertiques.

Les trajectoires des masses d'air à 4000 m (a) et 3000 m (b) sont surimposées sur les images satellites et sont représentées par les lignes rouges. Le 12 août 2006 à 00:00 UTC et le 13 août 2006 à 00:00 UTC représentent les moments où les masses d'air (resp. 4000 m et 3000 m) passent au sud du front inter-tropical et s'élèvent en suivant l'Harmattan. Les croix rouges correspondent à la localisation des masses d'air respectivement le 12 août 2006 à 00:00 UTC et le 13 août 2006 à 00:00 UTC. Deux événements de **soulèvement de poussières désertiques** (nuées délimitées par les cercles orange) sont alors observés sur les Figures 5.94 a et b sur les trajectoires des deux masses d'air.

Le premier événement est dû à des vitesses de vents en surface élevées au niveau du massif du Hoggar (Figures 5.94a). *Bou Karam et al. (2008)* ont montré que la région du FIT est une source importante de poussières désertiques. En effet dans cette région, le flux de mousson se comporte comme un courant de densité et soulève des poussières désertiques. Leurs observations montrent que les poussières désertiques, ainsi soulevées, peuvent alors s'extraire du flux de mousson et se mélanger aux aérosols présents dans l'Harmattan, en raison de l'existence d'un cisaillement mécanique entre le flux de mousson et l'Harmattan. Ces poussières désertiques, non modifiées, sont alors disponibles pour le transport à grande échelle.

Le second soulèvement de poussières désertiques est généré par le passage d'un MCS (rouge foncé sur la Figures 5.94a). Ce MCS disparaîtra complètement 5 heures plus tard dans la même zone. Ces poussières désertiques générées par le passage du MCS sont relativement loin du cœur convectif du MCS. La simulation Méso-NH utilisée dans la section précédente montre qu'une partie non négligeable de poussières désertiques reste dans les basses couches de l'atmosphère. Ces poussières désertiques sont transportées par l'Harmattan et se retrouvent dans la zone échantillonnée par l'ATR-42 entre 3000 et 4000 m.

5.2.3 Bilan

Avant le passage du MCS, les observations montrent que la capacité hygroscopique des aérosols dans la SAL est importante (rapport $\text{CCN}_{0.6}/\text{CN} > 35\%$) due à la prédominance d'aérosols sulfatés et de poussières désertiques chimiquement altérées. Une simulation Hysplit-4 a permis d'étudier les trajectoires des masses d'air échantillonnées le 14 août 2006. Cette étude montre que les masses d'air d'altitude ont croisé sur leur trajectoire plusieurs systèmes convectifs. Les conclusions tirées du premier cas d'étude laissent penser que les propriétés hygroscopiques des aérosols contenus dans ces masses d'air échantillonnées peuvent avoir été renforcées par la création d'une pellicule de surface composée d'éléments solubles. Les observations effectuées lors de ce cas d'étude corrobore cette analyse. La situation que l'on croyait « pré-MCS » s'avère être une situation « post-MCS ».

Après le passage du MCS, la situation est caractérisée par une augmentation de l'abondance relative de poussières désertiques, non altérées, dans la SAL. La présence de ces poussières désertiques, par nature peu hygroscopiques, implique une diminution de la capacité hygroscopique des aérosols. L'analyse des trajectoires des masses d'air échantillonnées dans cette couche le 15 août 2006 montre qu'aucune d'entre elles ne croisent de systèmes convectifs. Au contraire, les masses d'air s'enrichissent en poussières désertiques au niveau du front inter-tropical (FIT) et suivent l'Harmattan jusqu'à la zone échantillonnée. La situation que l'on croyait « post-MCS » s'avère donc être une situation totalement différente.

L'inversion des situations analysées dans ce cas d'étude au vu des observations seules avaient été qualifiée de pré et post MCS n'a pas pu être obtenu qu'après une analyse numérique fine de la trajectographie des masses d'air. Il s'agit là d'un résultat important puisque les résultats comparés des deux cas d'étude qui apparaissaient antagoniste conduisent finalement aux mêmes conclusions.

5.3. CONCLUSIONS

Dans ce chapitre, l'analyse de la simulation Méso-NH montre l'effet d'un MCS sur la stratification atmosphérique principalement dans la SAL. En effet, l'étude de l'origine des masses d'air montre l'apparition d'une sous couche dans la SAL altérant ainsi l'homogénéité de la SAL. La masse d'air de cette sous-couche est entrée en contact avec le MCS. De ce fait, les aérosols dans cette masse d'air ont subi des processus de mélange en phase aqueuse, de collection par les précipitations et d'évaporation. Cet enchaînement de mécanismes (*cloud processing*) se produit dans tous les systèmes convectifs et est capable de modifier les propriétés de surface des aérosols. Les modifications des propriétés physiques et chimiques des aérosols observées dans les deux cas d'étude (1^{er} juillet et 14 août) résultent des processus intervenant dans le MCS détaillée dans la section 5.1.5.

L'analyse numérique a permis de comprendre « l'antagonisme » observé de ces deux études de cas (1^{er} juillet/14 août). En effet, la comparaison des situations dites « pré-MCS » et « post-MCS » des deux cas d'étude n'apportait que des informations contradictoires sur l'effet du MCS. L'interprétation des données observées pouvait donc mener à de fausses conclusions. L'analyse numérique de l'origine des masses d'air a donc permis de comprendre que les situations « pré » et « post » MCS du second cas d'étude (14 août) étaient inversées et ainsi permettent d'interpréter correctement les résultats observés.

La comparaison de ces deux cas d'étude permet aussi d'estimer combien de temps subsiste la perturbation générée par le MCS après son passage. En effet, les résultats observés lors du cas du 1^{er} juillet montrent que des poussières désertiques chimiquement modifiées subsistent encore 12 heures après le passage du MCS. Par contre, au-delà de 24 heures après le passage du MCS (cas du 14 août) les aérosols chimiquement modifiées ont disparu et d'autres, non altérés, les ont remplacés.

L'analyse seule des observations a permis de constater les modifications des propriétés physiques et chimiques des aérosols. Elle a pu permettre d'élaborer des scénarios pouvant expliquer les différences observées mais seule l'analyse numérique, à condition d'être validée par des observations, a permis de reconstituer les évènements qui se sont probablement produits. L'association de ces deux types d'analyses a donc permis une étude complète de la situation. Aussi, l'utilisation de l'analyse numérique des masses d'air pourrait ne pas se limiter à un traitement post échantillonnage, mais être utilisé en amont afin de mieux élaborer les plans de vols en fonction du déplacement des masses d'air.

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

L'objectif principal de ce travail de recherche était d'étudier l'impact des systèmes convectifs de méso-échelle (MCS), qui constituent des éléments clés dans la dynamique de la mousson en Afrique de l'ouest, sur les propriétés physico-chimiques des aérosols transportés dans cette région. En effet, si comme il a déjà été suggéré dans bon nombre d'études, les nuages convectifs peuvent constituer des réacteurs chimiques capables de modifier les propriétés hygroscopiques des particules d'aérosol, ce résultat important doit être pris en compte dans le bilan des effets indirect des aérosols, particulièrement dans les régions comme l'Afrique où les aérosols émis sont plutôt hydrophobes.

En Afrique, les sources d'aérosols sont parmi les plus importantes de la planète, avec deux origines principales : les zones désertiques du Sahara et du Sahel, générant des particules minérales peu solubles, et les combustions de biomasses dans les zones plus végétalisées au sud du Sahel qui produisent de grandes quantités d'aérosols carbonés. La distribution spatiale ainsi que les propriétés physico-chimiques des aérosols africains dépendent essentiellement des contributions des diverses régions source. La complexité de ces contributions varie en fonction des conditions dynamiques exercées à la fois sur une échelle horizontale (Mousson/Harmattan) et verticale (couche limite/SAL/ troposphère libre).

L'expérience AMMA (Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine) a constitué un cadre idéal pour pouvoir réaliser cette étude. En effet, les moyens exceptionnels déployés durant les différentes campagnes de mesures qui se sont déroulées entre juin et août 2006 ont permis au final de constituer une base de données très riche sur laquelle s'appuie cette étude. Notre contribution a essentiellement porté sur la fourniture de mesures aéroportées des propriétés physiques et chimiques des aérosols réalisées à l'aide de l'avion de recherche ATR-42 de Météo France. Ce travail s'inscrit plus particulièrement dans la thématique WP2.4 du projet qui traite spécifiquement des interactions entre, d'une part, les aérosols et les processus chimiques atmosphériques, et d'autre part, la dynamique de la mousson africaine.

Avant de participer à la campagne de mesures, nous avons équipé l'ATR-42 d'une nouvelle veine de prélèvement des aérosols répondant à des critères strictes afin de limiter au maximum les pertes de particules ainsi que la modification de leurs propriétés au cours du prélèvement. Aussi, les critères d'isocinétisme et d'isoaxialité ont été particulièrement étudiés lors de sa conception. La première partie de mon travail a donc consisté à mettre en place, en aval de la veine de prélèvement, le dispositif instrumental adapté aux besoins scientifiques propres à la campagne AMMA. Ainsi, la plate-forme instrumentale aéroportée développée au sein du CNRM a permis de déterminer au cours des différentes missions effectuées un certain nombre de grandeurs caractéristiques des aérosols telles que leur concentration totale, leur spectre granulométrique sur une large gamme de diamètre (20nm à 3 µm), leur concentration en noyaux de condensation nuageuse (CCN), ainsi que la composition chimique totale et individuelle des particules.

A la suite des campagnes de mesures, deux cas d'étude de **MCS** ont été particulièrement analysés pour déterminer leurs impacts potentiels sur les changements de propriétés physico-chimiques des aérosols qui pourraient être observés. Les observations du **premier cas d'étude** (1^{er} juillet) montrent une stratification différente de l'atmosphère avant et après passage du MCS. Cette observation est particulièrement bien mise en évidence par l'étude des propriétés physico-chimiques des aérosols, qui indique une évolution nette des propriétés hygroscopiques des aérosols dans la SAL, et confirmée par une simulation Meso-NH réalisée pour compléter ces observations. Les masses d'air présentes dans les basses couches de l'atmosphère, entraînées par le flux de mousson, transportent des aérosols plutôt solubles (sels

de mer, aérosols de feux de biomasse...). A l'opposé, les masses d'air entraînées par l'Harmattan dans les couches supérieures contiennent des aérosols peu solubles (poussières désertiques). Sous l'effet du MCS, une couche d'air additionnelle s'insère entre les deux couches principales. Cette couche d'air est caractérisée par une diminution importante de la concentration en particules qui gagnent en contre-partie des propriétés CCN.

L'évolution observée des propriétés hygroscopiques des aérosols présents dans cette couche intermédiaire est principalement due à une modification chimique de leurs propriétés de surface. L'analyse des observations montre que les particules les plus fines se sont recouvertes d'une pellicule de surface composée essentiellement de sulfates et de chlorures, tandis que les particules les plus grosses se sont recouvertes en surface d'une pellicule essentiellement composée de nitrate. De plus, l'état de mélange initialement externe de la population principale de particules apparaît transformé en mélange interne par le système convectif.

Les résultats de la simulation mettent également en évidence des résultats importants concernant la génération, l'évolution et la disparition des aérosols dans le système convectif. Les courants de densité du MCS créent à l'avant de celui-ci un front de rafale pour lequel les vitesses de vent sont supérieures à la vitesse seuil d'émission de poussières désertiques. De ce fait, un soulèvement important de poussières désertiques se produit à l'avant du MCS ce qui concorde avec l'augmentation de l'abondance des poussières désertiques observée dans les basses couches. A l'arrière du MCS, la concentration en poussières désertiques est faible due à l'abattement des particules par les flux de précipitations. Les courants ascendants et descendants du MCS imposent un mélange des aérosols solubles des basses couches avec les aérosols insolubles des couches supérieures. Ce mélange s'effectue dans une phase aqueuse du nuage. Dans une goutte, de nombreuses réactions hétérogènes interviennent entre les éléments solubles dissout et les particules *Levin et al. (1996)*. Après évaporation, les divers éléments solubles se déposent autour des particules asséchées, modifiant ainsi leur propriété de surface donc leur propriété hygroscopique. Par la suite, ces particules chimiquement altérées sont réinjectées dans l'atmosphère.

Les observations du second cas d'étude (14 août) montrent une diminution de l'hygroscopicité des aérosols dans la couche d'air saharienne (SAL) après le passage du MCS. Les résultats des observations de ce second cas paraissent donc totalement antagonistes de ceux obtenus dans le premier cas d'étude. Mais l'analyse des masses d'air met en évidence des différences majeures par rapport au cas précédent. En effet, les masses d'air échantillonnées dans la SAL quelques heures avant le passage du MCS ont déjà été préalablement en contact avec le MCS, tandis que les masses d'air échantillonnées 24 heures après le passage du MCS à l'aide de l'ATR-42 n'ont jamais rencontré de système convectif. Il en résulte que les situations observées avant et après passage des systèmes convectifs constituant ce cas d'étude apparaissent inversées par rapport à ce qui a été observé dans le cas du 1^{er} juillet. Ainsi, si l'on admet que les aérosols échantillonnés dans la SAL avant le passage du MCS, dans ce cas, ont été altérés chimiquement par le MCS, on peut tirer les mêmes conclusions que dans le cas d'étude précédent.

Par comparaison des deux cas étudiés, on peut en conclure que la perturbation générée par un MCS dans la SAL dure entre 12 et 24 heures. Cependant, la dynamique particulière de la mousson africaine entraîne, dans un premier temps la création de systèmes convectifs ne se ressemblant pas les uns aux autres, et dans un second temps des mouvements de grande échelle modifiant la stratification de l'atmosphère et ainsi modifiant les propriétés physiques

et chimiques des aérosols de chaque couche. L'étude de l'impact d'un MCS sur les propriétés physiques et chimiques des aérosols ne doit pas se limiter à une échelle régionale et doit prendre en compte les mouvements de grande échelle, tels que l'Harmattan qui transporte, sur des centaines de kilomètres, des poussières désertiques non altérées.

La conclusion principale qui ressort de cette étude est que les systèmes convectifs de moyenne échelle tels que ceux observés en Afrique pendant l'expérience AMMA créent bien les conditions favorables pour transformer des aérosols initialement peu solubles comme les poussières désertiques en CCN. En couplant observations et modélisation, nous avons finalement montré qu'un MCS fonctionnait comme un générateur de CCN en étant capable de mélanger dans une phase aqueuse des aérosols d'origines différentes et transportés dans des couches différentes, pour produire des populations de particules plus hygroscopiques en mélange interne.

Dans le cadre de la campagne AMMA, d'autres études vont être menées. En effet, les différentes campagnes aéroportées ont permis de réaliser divers échantillonnages autour de différents types de nuages (cumulus, strato-cumulus...). Le travail réalisé dans cette étude mériterait donc d'être étendu à ces différents cas de nuages. D'autant plus que notre travail se limite finalement à une zone restreinte de l'Afrique de l'ouest soumise à de très fortes influences des régions désertiques proches. Il serait donc judicieux de pouvoir mener à terme une étude similaire sur des zones différentes de l'Afrique pour lesquelles la contribution des aérosols désertiques est moindre.

D'autre part, pendant la campagne AMMA, certaines missions étaient plus orientées vers l'étude des gradients méridiens permettant de juger de l'influence des aérosols naturels émis, soit par des zones plus végétalisées, soit par l'océan, sur la progression de la mousson au-dessus du continent. Dans ce contexte, il serait donc également intéressant de mener une étude sur le vieillissement des aérosols au cours de leur transport méridien vers le nord, dans l'axe de progression du flux de mousson. En effet, aucune étude ne permet actuellement de conclure sur l'évolution des propriétés des aérosols marins ou biogéniques, et donc sur leur devenir, en dehors de ce qui a été montré dans cette étude.

Les outils de modélisation récemment développés offrent désormais des perspectives intéressantes pour décrire et comprendre les divers processus mis en jeu dans les interactions aérosols/nuages. L'utilisation d'un module comme ORILAM, capable de gérer la génération, l'évolution et la sédimentation des aérosols dans un modèle de transport méso-échelle (Meso-NH dans le cas de ce travail), a permis pour la première fois de décrire et d'analyser le transport vertical des aérosols dans une cellule convective. Cependant, le couplage Meso-NH/ORILAM utilisé dans ce travail ne modélise pour l'instant que les poussières désertiques représentées par des modes non évolutifs. L'évolution des différentes populations de poussières désertiques au cours de leur transport pourrait être envisagée. De plus, s'agissant d'étendre l'étude de l'impact des MCS à d'autres types d'aérosols, les réactions chimiques hétérogènes entre les différents types d'aérosols pourraient être mieux prises en compte. Cet aspect nécessite le développement de nouvelles paramétrisations qui sont en cours de développement.

La paramétrisation actuelle distingue les aérosols en phase sèche des aérosols en phase humide. Les particules humides, après évaporation, sont de nouveau considérées comme des particules en phase sèche. La quantité exacte d'aérosols subissant le *cloud processing* ne peut donc être déterminée. Afin de connaître l'ordre de grandeur de la quantité de particules re-

injectées dans l'atmosphère et les zones d'évaporation les plus intenses, *Tulet et al. (2008)* ont comparé une première simulation sans lessivage et une seconde avec lessivage. Lorsqu'une cellule convective d'un MCS disparaît, le lessivage des particules est très limité, voire nul, alors que le processus d'évaporation est alors maximal ré-injectant ainsi une quantité importante de particules dans l'atmosphère. De plus, ces résultats indiquent qu'une quantité relativement faible des particules les plus fines subissent le *cloud processing*, contrairement aux particules des modes accumulation et grossier. Une évolution de la paramétrisation actuelle dans laquelle chaque particule ayant subi le *cloud processing* serait suivie individuellement permettrait de quantifier la capacité d'un système convectif à générer des CCN.

Enfin, d'un point de vue instrumental, il sera nécessaire de faire évoluer la plate-forme aéroportée qui a été initialement développée pour l'expérience AMMA en fonction des campagnes expérimentales à venir. En particulier, un couplage quasi systématique de la veine aérosol utilisée pour ce travail, avec la veine CVI, dédié à l'échantillonnage des CCN dans le nuage, permet de multiplier les informations recueillies sur les interactions aérosol/nuage. C'est également un des enseignements tirés de la campagne AMMA que nous nous emploierons à appliquer dans le futur.

ANNEXE A

DESCRIPTION DES INSTRUMENTS DE MESURE

A. 1. DIFFERENTIAL MOBILITY ANALYZER (DMA)

Le Differential Mobility Analyzer (DMA) est un instrument développé par TSI Inc., St Paul, MN, permettant de déterminer la distribution dimensionnelle de particules sub-micrométriques. Son principe de fonctionnement est basé sur la mobilité électrique des particules. Une description d'un DMA est donnée sur la Figure A-1.

Tout d'abord, un pré-impacteur situé avant l'entrée du DMA permet de supprimer les particules larges situées en dehors de la gamme de mesures du DMA. Les particules passent ensuite à travers un neutraliseur qui les amène à l'état d'équilibre de Boltzmann (état d'équilibre en charge) en les exposant à une atmosphère chargée d'ions bipolaires (comme par exemple le ^{85}Kr). Enfin, les particules rentrent dans le DMA où elles seront séparées suivant leur mobilité électrique. Un DMA contient un cylindre intérieur maintenu à une tension électrique négative fixée. Cela crée un champ électrique dans l'instrument qui influence la trajectoire du flux de particules chargées entrant. Les particules chargées négativement sont repoussées et se déposent sur les parois du DMA. Les particules neutres sortent du DMA avec l'air en excédent. Les particules de charges positives se déplacent rapidement à travers l'instrument. Parmi ces dernières, seules celles comprises dans une gamme étroite de mobilité électrique ont la trajectoire correcte pour passer à travers une fente située près de la sortie du DMA. Elles sont ensuite transférées jusqu'à un compteur de particules qui détermine leur concentration. La mobilité électrique étant inversement reliée à la dimension des particules, on obtient ainsi la concentration de particules à une dimension fixée. En faisant varier la tension négative du cylindre intérieur, on obtient la distribution dimensionnelle des particules.

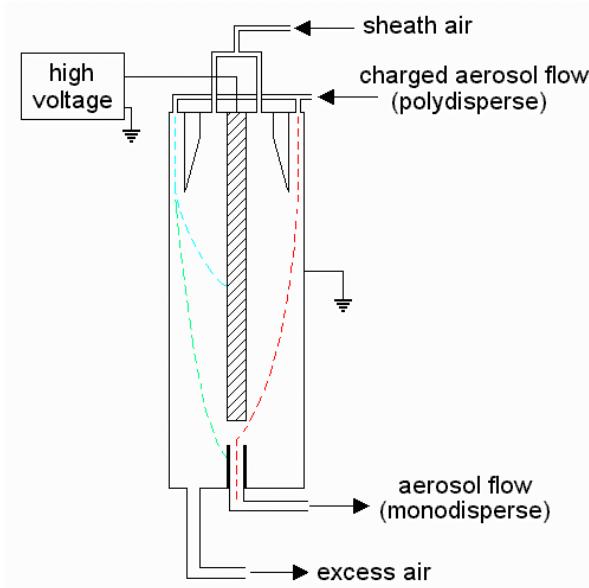


Figure A-1. Schéma d'un DMA.

Références :

- Hoppel, W.A. – Determination of the aerosol size distribution from the mobility distribution of the charged fraction of aerosol. *J. Aerosol Sci.*, vol. 9, 1978, pp. 41-54.
 Knutson, E.O., et K.T. Whitby – Aerosol classification by electrical mobility. *J. Aerosol Sci.*, vol. 6, 1975, pp. 453.

A. 2. LE COMPTEUR TSI

Le compteur de noyau de condensation ou compteur de noyau d'Aitken TSI permet de détecter toutes les particules de diamètre supérieur au diamètre fixé par l'instrument. Le principe de cet instrument est de faire passer les particules dans une atmosphère saturée en vapeur de butanol (à la température de 35°C). Ce mélange d'aérosol et de vapeur traverse une colonne froide (10°C) induisant une forte sursaturation en butanol qui se condense sur les particules créant ainsi une gouttelette de butanol. Un système de détection constitué d'un laser et d'un photo-détecteur permet de détecter les gouttelettes formées. Le schéma de son principe de fonctionnement est représenté sur la Figure A-2.

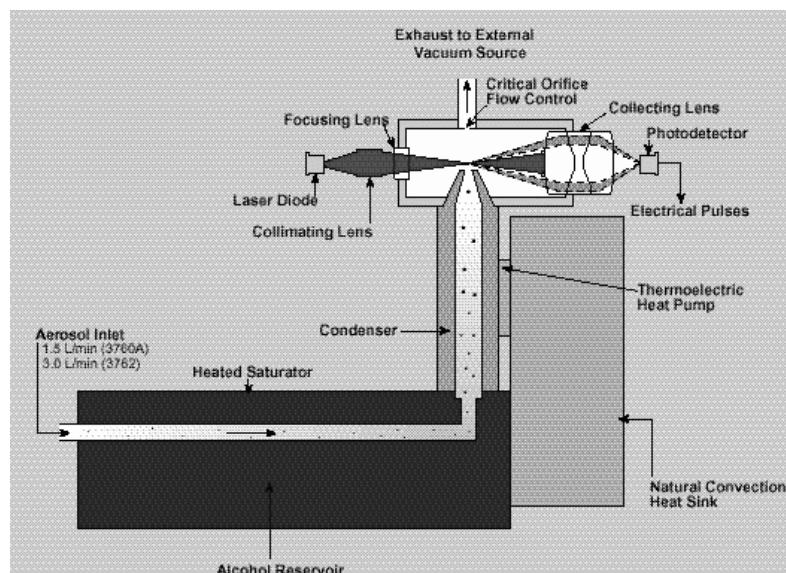


Figure A-2. Schéma d'un compteur de noyau de condensation.

Références :

- Agarwal, J.K., et G.J. Sem - Continuous Flow Single-Particle-Counting Condensation Nuclei Counter. *J. Aerosol Sci.*, vol. 11, No. 4, 1980, pp. 343-357.
- Aitken, J. - On the Number of Dust Particles in the Atmosphere. *Proc. Royal Soc. Edinburg*, 1888, 35.
- Liu, B.Y.H., et D.Y.H. Pui - A Submicron Aerosol Standard and the Primary Absolute Calibration of the Condensation Nucleus Counter. *J. Coll. Int. Sci.*, vol. 47, 1974, pp. 155-171.

A. 3. LE PASSIVE CAVITY AEROSOL SPECTROMETER PROBE (PCASP-100X)

Le Passive Cavity Aerosol Spectrometer Probe (PCASP-100X) est un instrument développé par Particle Measuring Systems (PMS Inc., Boulder, CO) pour les mesures de distributions dimensionnelles des aérosols.

Le PCASP-100X fait partie de la classe d'instruments appelés compteurs optiques de particules qui déterminent la dimension d'une particule en mesurant l'intensité lumineuse qu'elle diffuse vers l'avant lorsqu'elle est éclairée par une source lumineuse. Le PCASP est composé d'un faisceau laser et d'un système optique. Les particules qui traversent le faisceau laser diffusent de la lumière vers l'avant. Un miroir collecte la lumière et la dirige vers un photo-détecteur. La dimension de la particule est déduite de la mesure de l'intensité lumineuse en utilisant la théorie de Mie dans l'hypothèse d'une particule sphérique d'indice de réfraction 1.58. Les aérosols sont répartis en 15 classes de diamètres compris entre 0.1 et 3 μm . Le système optique du PCASP-100X est représenté en Figure A-3.

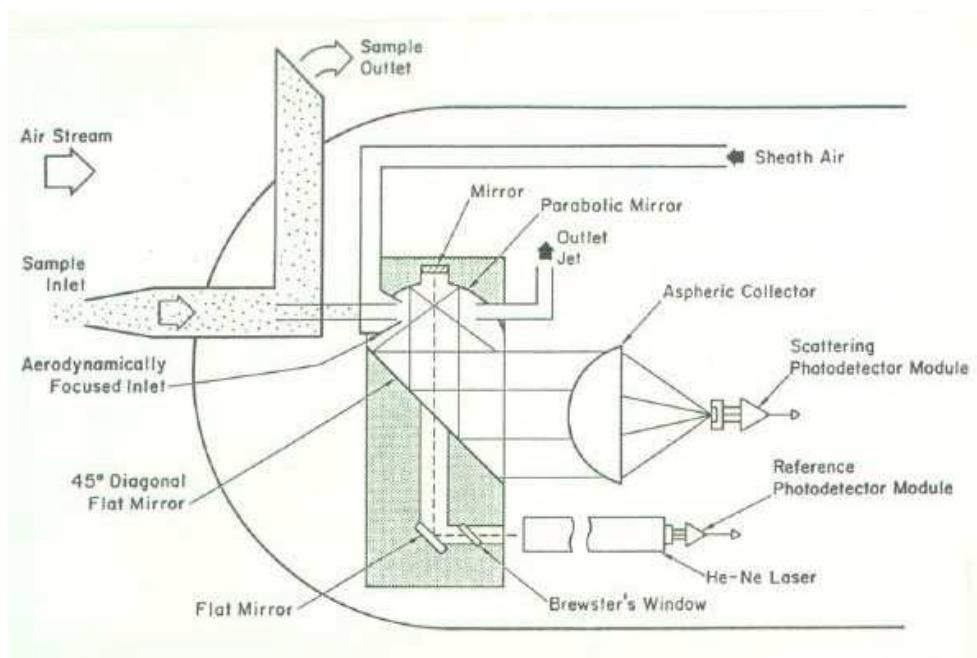


Figure A-3. Schéma optique du PCASP-100X.

Références :

- Petzold, A., R. Busen, F. Schröder, R. Baumann, M. Kuhn, J. Ström, D.E. Hagen, P.D. Whitefield, D. Baumgardner, F. Arnold, S. Borrmann, et U. Scumann – Near field measurements on contrail properties from fuels with different sulfur content. *J. Geophys. Res.*, vol. 102, 1997, pp. 29,867-29,880.

A. 4. LE COMPTEUR DE CCN UWYO

Le compteur de CCN UWyo a été mis au point dans le département de Sciences Atmosphériques de l'Université du Wyoming (WY, USA).

Des aérosols sont aspirés dans une chambre cylindrique fermée par deux plateaux. Ces deux plateaux sont gardés humides durant 2 heures grâce à un buvard saturé et le plateau inférieur est refroidi de façon thermoélectrique. Les gradients de vapeur et de température ainsi créés entraînent une sursaturation à mi-hauteur de la chambre. Certains des aérosols vont être activés et former des gouttelettes d'eau. Un laser illumine les gouttelettes pendant qu'elles grossissent à l'intérieur de la chambre et un photo-détecteur mesure le taux de lumière diffusée. La tension du photo-détecteur est enregistrée continuellement toutes les secondes. L'obtention d'une mesure en CCN à une saturation donnée demande moins de 40 secondes. Le cycle de mesure commence par un ajustement de la température entre les plateaux inférieur et supérieur. Cet ajustement prend entre 5 et 10 secondes. Il est suivi par le remplissage de la chambre par un nouvel échantillon d'air (ce remplissage prend 5 secondes avec un taux d'écoulement de 3 L/min). Un intervalle de 20 secondes est ensuite nécessaire pour contrôler le développement du nuage dans la chambre. La concentration en CCN est déterminée en utilisant la relation entre le signal émis par la lumière diffusée et la concentration en CCN. L'étalonnage consiste à quantifier la relation entre le nombre de gouttelettes d'eau, évalué en utilisant une caméra vidéo, et la tension du photo-détecteur. La caméra vidéo mesure les gouttelettes qui sont activées dans une section courte (1 cm) du rayon laser. Comme le volume du rayon laser qui est vu par la caméra vidéo est petit (0.071 cm^{-3}), de nombreuses mesures du nombre de gouttelettes sont nécessaires pour établir une relation solide entre ces deux quantités. Cet étalonnage change suivant la saturation appliquée (S). Elle est réalisée en utilisant des données collectées à $S = 0.2, 0.4, 0.8$ et 1% . La Figure A-4 et la Figure A-5 représentent respectivement les sections verticale et horizontale du compteur UWyo.

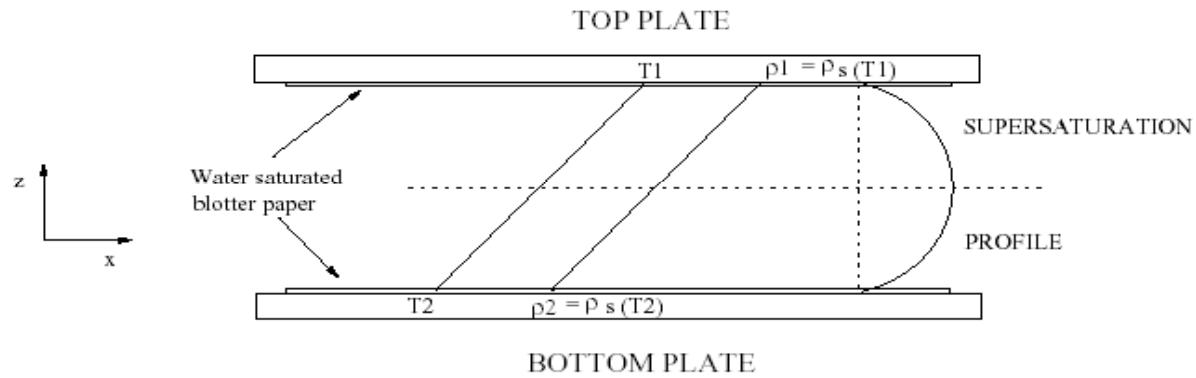


Figure A-4. Section verticale et profil de sursaturation du compteur de CCN UWyo.

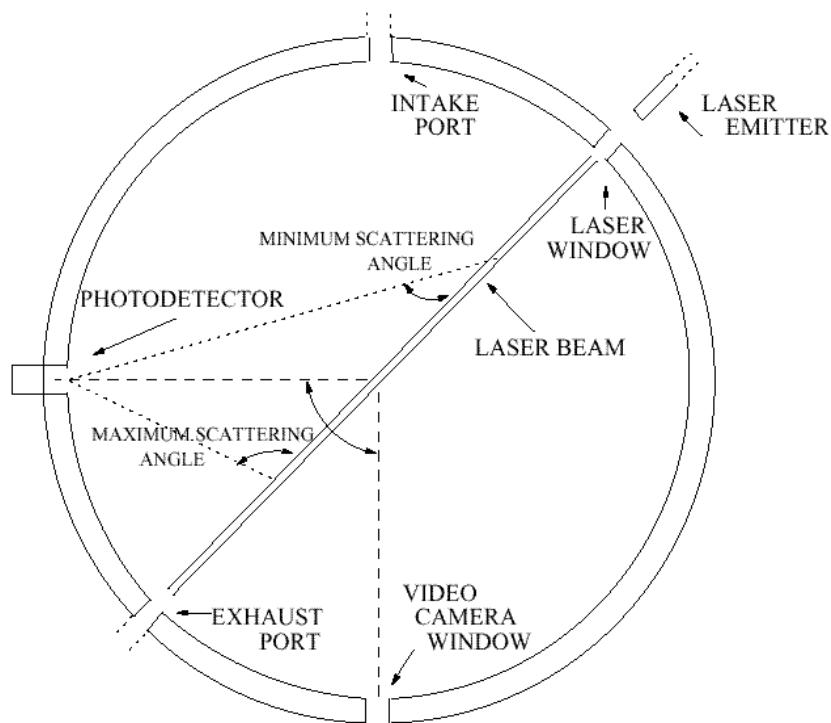


Figure A-5. Section horizontale du compteur de CCN UWyo.

Références :

- Delene, D., T. Deshler, P. Wechsler, et G. Vali - A balloon-borne cloud condensation nucleus counter. *J. Geophys. Res.*, 103, 1998, pp. 8927-8934.
- Lala, G.G., et J.E. Jiusto - An automatic light scattering CCN counter. *J. Appl. Meteor.*, 16, 1977, pp. 413-418.
- Snider, J.R., et J.L. Brenguier - Cloud condensation nuclei and cloud droplet measurements during ACE-2. *Tellus*, 52B, 2000, pp. 828-842.

A. 5. LES FORWARD SCATTERING SPECTROMETER PROBE FSSP-100 ET FAST-FSSP

Le Forward Scattering Spectrometer Probe, ou FSSP-100, développé par Particle Measuring Systems (PMS, Boulder, CO USA) est le spectromètre le plus couramment utilisé pour la mesure aéroportée du spectre des gouttelettes de condensation.

Le FSSP-100 est composé d'un faisceau laser perpendiculaire au flux de gouttelettes et d'un jeu de deux photodiodes. Le flux de gouttelettes traverse le faisceau laser et la lumière diffusée vers l'avant par les gouttelettes est analysée par les photodiodes. Le principe repose donc sur la mesure, intégrée entre 3° et 12°, de la diffusion avant d'une goutte. Son diamètre est ensuite déduit de l'énergie mesurée au moyen d'une courbe d'étalonnage ; celle-ci est déterminée par la théorie de Mie dans l'hypothèse d'une gouttelette d'eau sphérique. Les

gouttelettes échantillonnées sont réparties en 15 classes de diamètres. Le système optique du FSSP-100 est représenté Figure A-6.

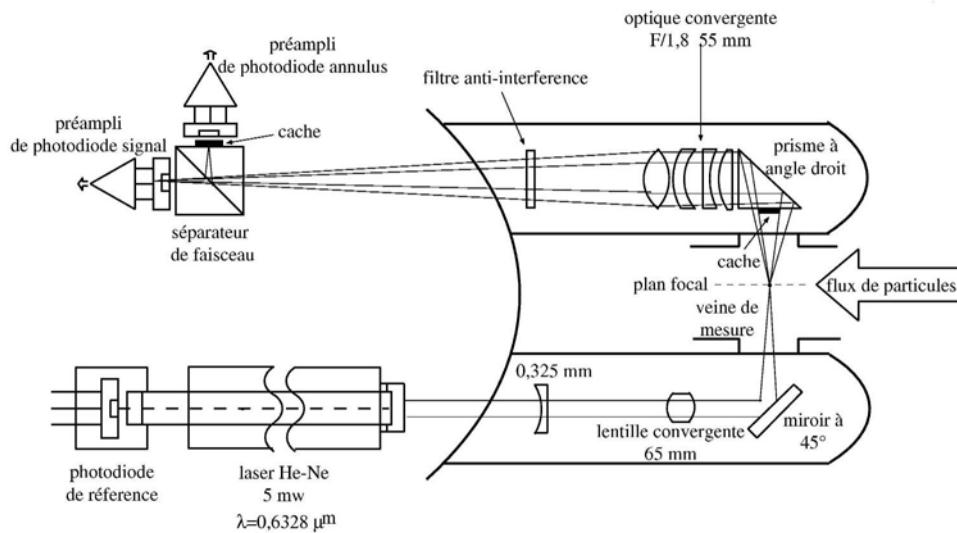


Figure A-6. Schéma du système optique du FSSP-100.

Le Fast-FSSP est une version modifiée du FSSP-100 qui a été développée à Météo-France. Le système d'acquisition du Fast-FSSP a été amélioré par rapport à celui du FSSP-100, le signal numérique est échantillonné à une cadence de 16MHz, les temps morts entre chaque impulsion, et donc les pertes de comptage, ont été supprimés. Ainsi pour chaque particule les informations suivantes sont enregistrées : amplitude, durée de l'impulsion, intervalle de temps entre deux détections et position dans le faisceau de détection. Après étalonnage, les particules sont réparties dans 255 classes de diamètres compris entre 2.6 et 35 microns.

Références :

- Baumgardner, D., W.J. Strapp, et J.E. Dye - Evaluation of the Forward Scattering Spectrometer Probe. Part II : Corrections for coïncidence and dead-time losses. *J. Atmos. Oceanic. Technol.*, vol. 2, 1985, pp. 626-632.
- Brenguier, J.L., T. Bourrianne, A. Coelho, J. Isbert, R. Peytavi, D.Trevarin, et P. Wechsler – Improvements of droplet size distribution measurements with the Fast-FSSP. *J. Atmos. Oceanic. Technol.*, vol. 15, 1998, pp. 1077-1090.
- Dye, J.E., et D. Baumgardner – Evaluation of the Forward Scattering Spectrometer Probe. Part I : Electronic and optical studies. *J. Atmos. Oceanic. Technol.*, vol. 1, 1984, pp. 329-344.
- Dye, J.E., B.W. Gandrud, D. Baumgardner, L. Stanford, et G.V. Ferry – A survey of particle measurements in the Artic from a Forward Scattering Spectrometer Probe model 300. *Geophys. Res. Lett.*, vol. 17, 1990, pp. 409-412.

ANNEXE B

PARAMETRISATIONS DES POUSSIERES DESERTIQUES

La surface du sol s'oppose à l'écoulement de l'air et ralentit la masse d'air à sa base. Le vent de surface est donc très sensible aux modifications des caractéristiques de la surface à fine échelle. Ces modifications peuvent être dues par exemple à la présence en surface de végétation, de rochers ou d'un sol plus humide. Dans les premiers mètres de l'atmosphère, une couche limite de surface se développe au sein de laquelle la composante horizontale de la vitesse du vent présente un gradient vertical dont l'intensité dépend des capacités de la surface du sol à freiner l'écoulement. La vitesse de friction seuil représente donc la résistance de la surface à la mise en mouvement et dépend du diamètre des poussières désertiques au sol, de la rugosité de la surface et de l'humidité du sol. De façon à prendre en compte au mieux les interactions entre la surface et les flux de poussières désertiques, le schéma DEAD possède sa propre couche limite dans laquelle la vitesse de friction, le type de sol, et le contenu en eau des sols calculés par le modèle ISBA sont intégrés.

Pour un flux laminaire au-dessus d'une surface horizontale, la contrainte de cisaillement (τ) exercée par le vent sur la surface est reliée au gradient vertical de la vitesse du vent (U) par la relation:

$$\tau = \mu \frac{\partial U}{\partial Z} \quad (1)$$

Avec μ le coefficient de viscosité dynamique de l'air et Z l'altitude. La contrainte de cisaillement peut également être exprimée en fonction de la vitesse de friction du vent U_* , qui est généralement la grandeur physique utilisée pour quantifier les forces de frottement exercées par le vent sur une surface (ρ_a est la densité de l'air) :

$$\tau = \rho_a U_* \quad (2)$$

B. 1. VITESSE DE FRICTION SEUIL

La vitesse de friction seuil U_{*t} contrôle à la fois la fréquence et l'intensité des émissions des aérosols désertiques, donc il est primordial de bien paramétriser U_{*t} et d'apporter une attention particulière à l'obtention des grandeurs dont elle dépend. Le seuil d'érosion est principalement fonction du diamètre des grains du sol D_p , de la rugosité de surface (Rug) et de l'humidité du sol (w). Dans des conditions idéalisées, c'est-à-dire pour une surface lisse et un sol meuble et sec, la vitesse de friction seuil $U_{*t}(D_p)$ peut être déterminée en utilisant la formulation de *Marticorena et Bergametti (1995)*, qui consiste en l'ajustement d'une expression empirique en fonction du diamètre de la particule. En se plaçant dans des conditions atmosphériques classiques ($\rho_a = 0.00123 \text{ g.cm}^{-3}$), la vitesse de friction seuil $U_{*t}(D_p)$ est donnée par :

$$0.03 \leq \text{Re}_{*r} \leq 10 : U_{*t}(D_p) = \left[\frac{0.1666681 \rho_p g D}{-1 + 1.928 \text{Re}_{*r}^{0.0922}} \left(1 + \frac{6 \times 10^{-7}}{\rho_p g D^{2.5}} \right) \right]^{\frac{1}{2}} \rho^{-\frac{1}{2}} \quad (4)$$

$$\text{Re}_{*r} \geq 10 : U_{*t}(D_p) = \left[0.0144 \rho_p g D \left(1 - 0.0858 e^{-0.00517(\text{Re}_{*t}-10)} \right) \left(1 + \frac{6 \times 10^{-7}}{\rho_p g D^{2.5}} \right) \right]^{\frac{1}{2}} \rho^{-\frac{1}{2}} \quad (5)$$

Avec $\text{Re}_{*t} = U_{*t} / v$. D/v : nombre de Reynolds seuil et v : viscosité cinétique

B. 2. INFLUENCE DE L'HUMIDITE DU SOL SUR LA VITESSE DE FRICTION SEUIL

La présence d'eau interstitielle entre les grains du sol a pour effet l'augmentation de la cohésion du sol, et donc l'augmentation de la vitesse de friction seuil. Cette augmentation est intégrée dans le module DEAD à partir de la paramétrisation développée par Fecan et al. [1999]. L'équation proposée, exprime l'augmentation du seuil, en condition humide U_{*tw} par comparaison à celui dans des conditions sèches (U_{*td}). L'humidité du sol en masse (w) est calculé par le rapport du pourcentage en masse d'eau sur le pourcentage en masse de sol sec, tandis que l'humidité du sol seuil est définie par $w' = 0.17 (\% \text{ clay}) + 0.14 (\% \text{ clay})^2$. On obtient alors les équations suivantes :

$$\text{Pour } w < w' : U_{*tw} = U_{*td} \quad (6)$$

$$\text{Pour } w > w' : U_{*tw} = U_{*td} \left[1 + 1.21(w - w')^{0.68} \right]^{\frac{1}{2}} \quad (7)$$

B. 3. HAUTEUR DE RUGOSITE AÉRODYNAMIQUE

Les effets de la couche limite interne (CLI), dus à la présence de cailloux, sur la vitesse de friction seuil sont paramétrés dans DEAD par le schéma de *Marticorena et Bergametti (1995)*. La répartition de l'énergie est définie dans cette paramétrisation comme étant le rapport de la friction de cisaillement de la CLI sur la friction de cisaillement total de la couche limite de surface (CLS). Ce rapport est donné par :

$$f_{\text{eff}}(Z_0, Z_{0s}) = 1 - [\ln(Z_0 / Z_{0s}) / \ln(0.35 (10 / Z_{0s})^{0.8})]$$

$Z_0 = 33.3 \cdot 10^{-6} \text{ m}$: longueur de rugosité de la surface lisse

$Z_{0s} = 100.0 \cdot 10^{-6}$: longueur de rugosité de la surface érodable

La vitesse de friction seuil est exprimée comme :

$$U_{*t}(D_p, Z_0, Z_{0s}) = \frac{U_{*t}(D_p)}{f_{\text{eff}}(Z_0, Z_{0s})}$$

B. 4. MOBILISATION DES POUSSIERES DESERTIQUES

Les poussières désertiques sont mobilisées par le modèle d’entraînement et de déposition des poussières désertiques (DEAD, *Zender et al.*, 2003a). DEAD calcule les flux de poussières désertiques à partir de la vitesse des vents de friction. Les bases physiques du modèle sont issues de *Marticorena and Bergametti* (1995), dans lequel les flux de poussières désertiques sont calculés en fonction du processus de saltation et de *sandblasting*. Le flux de saltation dans DEAD est déterminé à partir de l’équation de White (1979) :

$$Q_{salt} = \frac{C_{salt} \rho_{air} u_*^3}{g} \left(1 - \frac{u_{*t}}{u_*} \right) \left(1 + \frac{u_{*t}}{u_*} \right)^2 \quad (8)$$

Où Q_{salt} est le flux de saltation ($\text{kg.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$), C_{salt} est une constante, ρ_{air} est la densité de l’air, g est la constante de gravité, u_{*t} est la vitesse du vent de friction seuil de l’érosion des sols et u_* est la vitesse de vent de friction.

Le rapport du flux de poussières désertiques émises par l’effet de *sandblasting* (flux vertical, F) sur le flux de poussières désertiques émises par l’effet de saltation (flux horizontal, G) dépend de la teneur du sol en argile. Lorsque ces teneurs sont comprises entre 0 et 20%, le rapport est défini suivant l’équation suivant :

$$\alpha = \frac{F}{G} = 100 \exp[(13.4 \cdot \% clay - 6) \times \ln 10] \quad (9)$$

A partir de cette équation, le flux de poussières désertiques émis dans l’atmosphère peut donc être calculé. Ce flux de poussières désertiques est divisé en trois modes selon *Alfaro and Gomes* (2001).

B. 5. TRANSPORT DES POUSSIERES DESERTIQUES

Le transport des poussières désertiques est paramétré par le modèle ORILAM (Tulet et al. 2005). Le modèle ORILAM est un modèle dynamique log-normal des aérosols dans lequel les moments d’ordre 0, 3 et 6 sont transportés. Ces moments correspondent respectivement à la concentration en nombre, le rayon médian, et la déviation standard. La perte d’aérosols en suspension est gouvernée par le dépôt sec et humide. De ce fait, la sédimentation dépend de la vitesse gravitationnelle définie par :

$$V_{g,p} = \left(\frac{2g}{9\nu} \left(\frac{\rho_p}{\rho_{air}} \right) r_p^2 \right) C_c \quad (10)$$

ou ν est la vitesse cinétique de l’air, ρ_p la densité de l’aérosol, r_p^2 le rayon de la particule, et C_c le coefficient de glissement.

Le lessivage des aérosols est déterminé explicitement en utilisant une approche cinétique pour calculer le transfert de masse des aérosols dans le nuage et dans les gouttelettes de pluies comme défini par *Seinfeld et al.* (1997), *Pruppacher et Klett* (1978) et plus récemment par *Tost et al.* (2006). Le transfert de la masse d’aérosols dans le nuage à la masse d’aérosols dans

les gouttelettes de pluies par les processus d'auto-conversion et d'accrétion (*Pinty et al., 1998*) a été introduit. La sédimentation de la masse d'aérosols incluse dans les gouttes de pluies est résolue en utilisant une technique numérique de time splitting. La masse des aérosols libérés dans l'atmosphère après évaporation des gouttes de pluies est supposée proportionnelle à la quantité d'eau évaporée (*Chin et al., 2000*).

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

A

- Ackerman A. S., M. P. Kirkpatrick, D. E. Stevens, and O. B. Toown. The impact of humidity above stratiform clouds on indirect aerosol climate forcing. *Nature*, 432, 1014-1017, 2004.
- Albrecht B. A. Aerosols, cloud microphysics, and fractional cloudiness. *Science*, 245, 1227-1230, 1989.
- Alfaro S. C. and L. Gomes. Modeling mineral aerosol production by wind erosion: Emission intensities and aerosol size distributions in source areas. *J. Geophys. Res.*, 106, D16, 18075-18084, 2001.
- Andreae M. O., D. Rosenfeld, P. Artaxo, A. A. Costa, G. P. Frank, K. M. Longo, and M. A. F. Silva-Dias. Smoking rain clouds over the Amazon, *Science*, 303, 1337-1342, 2004.
- Andreae M. O. and P. Merlet. Emission of trace gases and aerosols from biomass burning, *Global Biogeochem. Cycles*, 15, 955-966, 2001.
- Andreae M. O., W. Elbert, R. Gabriel, D. W. Johnson, S. Osborne, and R. Wood. Soluble ion chemistry of the atmospheric aerosol and SO₂ concentrations over the eastern North Atlantic during ACE-2, *Tellus*, 52B, 1066-1087, 2000.
- Andreae M.O., and P.J. Crutzen. Atmospheric aerosols : Biogeochemical sources and role in atmospheric chemistry, *Science*, 276, 1052-1058, 1997.
- Andreae M. O., E. Atlas, H. Cachier, W. R. Cofer, III, G. W. Harris, G. Helas, R. Koppmann, J.-P. Lacaux, and D. E. Ward. Trace gas and aerosol emissions from savanna fires, in *Biomass Burning and Global Change*, edited by J. S. Levine, pp. 278-295, MIT Press, Cambridge, Mass, 1996.
- Andreae M. O. Climatic effects of changing atmospheric aerosol levels, in *World Survey of Climatology. Vol. 16: Future Climates of the World*, edited by A. Henderson-Sellers, pp. 341-392, Elsevier, Amsterdam, 1995.
- Andreae MO, A. Chapuis, B. Cros, J. Fontan, G. Helas, C. Justice, Y.J. Kaufman, A. Minga and D. Nganga. Ozone and Aitken nuclei over equatorial Africa: Airborne observations during DECAFE 88, *J. Geophys. Res.*, 97, 6137-6148, 1992.
- Andreae M.O. Biomass burning: Its history, use and distribution and its impact on environmental quality and global climate. In: J.S. Levine (ed.) *Global Biomass Burning: Atmospheric, Climatic and Biospheric Implications*, pp. 3, 1991.
- Andreae M. O. Ocean-atmosphere interactions in the global biogeochemical sulfur cycle, *Mar. Chem.*, 30, 1-29, 1990.
- Andreae M. O., H. Berresheim, T. W. Andreae, M. A. Kritz, T. S. Bates, and J. T. Merrill. Vertical distribution of dimethylsulfide, sulfur dioxide, aerosol ions, and radon over the northeast Pacific Ocean., *J. Atmos. Chem.*, 6, 149-173, 1988.
- Andreae M. O., Browell, E. V., Garstang, M., Gregory, G. L., Harriss, R. C., Hill, G. F. ,

- Jacob, D. J., Pereira, M. C., Sachse, G.W., Setzer, A. W., Silvia Dias, P. L., Talbot, R. W., Torres, A. L., and S. C. Wolfsy. Biomass burning emissions and associated haze layers over Amazonia, *J. Geophys. Res.*, 93, 1509–1527, 1988.
- Artaxo P., F. Gerab, M. A. Yamasoe, and J. V. Martins. Fine mode aerosol composition at three long-term atmospheric monitoring sites in the Amazon Basin, *J. Geophys. Res.*, 99, 22,857-22,868, 1994.
- Artaxo P., Gerab, F., Yamasoe, M. A., and Martins, J. V.. Fine mode aerosol composition at three long-term atmospheric monitoring sites in the Amazon Basin, *J. Geophys. Res.*, 99, 22 857– 22 868, 1994.
- Asman W.A.H., B. Drucker and A.J. Janssen “Modellef historical concentrations and depositions of ammonia in Europe.” *Atmos. Env.* 22: 725-735,1988.

B

- Barbosa P., Fire Affected Areas in Africa Publication: Regional Satellite Fire Data Compilation CD-ROM, IGBP-DIS, France, 1997
- Bardouki H., H. Liakakou, C. Economou, J. Sciare, J. Smolk, V. Zdmal, K. Eleftheriadis, M. Lazaridis, C. Dye, N. Mihalopoulos, Chemical composition of size-resolved atmospheric aerosols in the eastern Mediterranean during summer and winter. *Atmospheric Environment*, 37, 2, pp. 195-208(14), 2003.
- Barnes G.M. and K. Sieckman The environment slow and fast and slow moving tropical mesoscale convective cloud lines. *Mon. Wea. Rev.*, 112, 1782-1794, 1984
- Barth, M. C., Kim, S.-W., Wang, C., Pickering, K. E., Ott, L. E., Stenchikov, G., Leriche, M., Cautenet, S., Pinty, J.-P., Barthe, Ch., Mari, C., Helsdon, J. H., Farley, R. D., Fridlind, A. M., Ackerman, A. S., Spiridonov, V., and Telenta, B.: Cloud-scale model intercomparison of chemical constituent transport in deep convection, *Atmos. Chem. Phys.*, 7, 4709-4731, 2007.
- Barthe C., G. Molinié, and J.P. Pinty. Description and first results of an explicit electrical scheme in a 3d cloud resolving model. *Atmos. Res.*, 76, Issues 1-4:95–113, 2005.
- Baumgardner D. and B. Hubert . The airborne aerosol inlet workshop : Meeting report. *J. Aerosol Sci.*, 24, 835-846, 1993.
- Baumgardner D., B. Hubert and C. Wilson. Meeting review: Airborne aerosol inlet workshop. NCAR Tech. Note NCAR/TN 362+1A, 288pp, 1991.
- Bechtold P., E. Bazile, F. Guichard, P. Mascart, and E. Richard. A mass-flux convection scheme for regional and global models. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 127:869–886, 2001.
- Bennartz, R.: Global assessment of marine boundary layer cloud droplet number concentration from satellite. *J. Geophys. Res.*, 112, D02201, 2007.
- Blanchard D.C. and A.H. Woodcock, Bubble formation and modification in the sea and its meteorological significance. *Tellus* 9:145-58, 1957.

- Boers R., J. R. Acarreta, and J. L. Gras. Satellite monitoring of the first indirect aerosol effect: Retrieval of the droplet concentration of water clouds. *J. Geophys. Res.*, 111, D22208, 2006.
- Bonfils C., N. De Noblet, P. Braconnot, and S Joussaume. Hot desert albedo and climate change: Mid-Holocene monsoon in north Africa, *J. Climate*, 14, 3724-3737, 2001.
- Boone A. and P. deRosnay. Towards the improved understanding of land-surface processes and coupling with the atmosphere over west africa. *iLEAPS Newsletter*, 3, 33-34, 2007.
- Bou Karam D.; C. Flamant, P. Knippertz, O. Reitebuch, J. Pelon, M. Chong, A. Dabas. Dust emissions over the Sahel associated with the West African Monsoon inter-tropical discontinuity region: a representative case study. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 2008.
- Bougeault P. and P. Lacarrére. Parametrization of orography-induced turbulence in a mesobeta model. *Mon. Wea. Rev.*, 117:1872–1890, 1989.
- Brenguier J. L., H; Pawlowska, L. Schüller, R. Preusker, J. Fischer, and Y. Fouquart, Radiative properties of boundary layer clouds: droplet effective radius versus number concentration. *J. Atmos. Sci.* 57, 803-821, 2000b.
- Brooks B. J., M. H. Smith, M. K. Hill and C. D. O'Dowd. Size-differentiated volatility analysis of internally mixed laboratory-generated aerosol, *Journal of Aerosol Science*, Vol 33, Issue 4,Pages 555-579, 2002.
- Bryson R.A. and I.A. Barreis. Possibilities of major climatic modifications and their implications: northwest India, a case for study. *Bulletin of the American Meteorological Society* 48, 136–142, 1967.
- Burpee R.W. The origin and structure of easterly waves in the lower troposphere of North Africa., *J. Atmos. Sci.*, 29, 77-90, 1972.
- Burtscher H., U. Baltensperger, N. Bukowiecki, P. Cohn, C. Huglin, M. Mohr, U. Matter, S. Nyeki, V. Schmatloch, N. Streit and E. Weingartner, Separation of volatile and non-volatile aerosol fractions by thermodesorption: instrumental development and applications, *Journal of Aerosol Science* Volume 32, Issue 4, Pages 427-442, 2001.

C

- Cachier H., C. Liousse, M.-H. Pertuisot, A. Gaudichet, F. Echalar, and J.-P. Lacaux, African fire particulate emission and atmospheric influence, in *Biomass Burning and Global Change*, edited by J. S. Levine, pp. 428-440, MIT Press, Cambridge, Mass., 1996.
- Cachier H. and J. Ducret, Influence of biomass burning on equatorial African rains, *Nature*, 352 228-230, 1991.
- Cachier, H., P. Buat-Ménard, M. Fontugne, and R. Chesselet, Long-range transport of continentally-derived particulate carbon in the marine atmosphere: Evidence from

- stable carbon isotope studies, *Tellus*, **35B**, 161-177, 1983.
- Cakmur R. V., R. L. Miller, and O. Torres. Incorporating the effect of small-scale circulations upon dust emission in an atmospheric general circulation model, *J. Geophys. Res.*, 109, D07201, doi:10.1029/2003JD004067, 2004.
- Cakmur R. V., R. L. Miller, J. Perlitz, I. V. Geogdzayev, P. Ginoux, D. Koch, K. E. Kohfeld, I. Tegen, and C. S. Zender. Constraining the magnitude of the global dust cycle by minimizing the difference between a model and observations, *J. Geophys. Res.*, 111, D06207, doi:10.1029/2005JD005791, 2006.
- Caminade C., L. Terray, and E. Maisonnave, West African monsoon response to greenhouse gas and sulphate aerosol forcing under two emission scenarios *Climate Dynamics*, 26, 531-547, 2006.
- Campuzano-Jost P., C. D. Clark, H. Maring, D. S. Covert, S. Howell, V. Kapustin, K. A. Clarke, E. S. Saltzman, and A. J. Hynes, Near-real-time measurement of sea-salt aerosol during the SEAS campaign: Comparison of emission-based sodium detection with an aerosol volatility technique, *J. Atmos. Ocean. Technol.*, 20, 1421-1430, 2003.
- Caniaux G., J.-L. Redelsperger and J.-P. Lafore. A numerical study of the stratiform region of a fast-moving squall line. Part I. General description, and water and heat budgets. *Journal of Atmospheric Sciences*, 51, 2046-2074, 1994.
- Caquineau S., A. Gaudichet, L. Gomes, and M. Legrand, Mineralogy of Saharan dust transported over western Tropical Atlantic ocean in relation to source regions, *J. Geophys. Res.*, 2002.
- Carlson T.N. and J.M. Prospero. The large scale movements of Saharan air outbreaks over the northern equatorial atlantic, *J. Appl. Meteorol.*, 11, 283-297, 1972.
- Cautenet, S., D. Poulet, C. Delon, R. Delmas, J.M. Grégoire, J.M.C. Pereira, S. Cherchali, O. Amram and G. Flouzat. Simulation of carbon monoxide redistribution over central Africa during biomass burning events (EXPRESSO experiment). *Journal of Geophysical Research*, 104 (D23): 30641-30658, 1999.
- Cavalli F., M. C. Facchini, S. Decesari, M. Mircea, L. Emblico, S. Fuzzi, D. Ceburnis, Y. J. Yoon, C. D. O'Dowd, J. P. Putaud, and A. Dell'Acqua, Advances in characterization of size-resolved organic matter in marine aerosol over the North Atlantic, *J. Geophys. Res.*, 109, D24215, doi:10.1029/2004JD005137, 2004.
- Chaboureau J.-P. and J.-P.~Pinty . Validation of a cirrus parameterization with meteosat second generation observations. *Geophys. Res. Lett.*, 33, 2006.
- Chaboureau, J.-P., J.-P. Cammas, P. Mascart, J.-P. Pinty, C. Claud, R. Roca, and J.-J. Morcrette. Evaluation of a cloud system life-cycle simulated by Meso-NH during FASTEX using METEOSAT radiances and TOVS-3I cloud retrievals. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 126, 1735-1750, 2000.

- Charlson R.J., J.H. Seinfeld, A. Nenes, M. Kulmala, A. Laaksonen and M.C. Facchini. Reshipping the theory of cloud formation, *Science*, 292, 2025-2026, 2001.
- Charlson R. J., J. E. Lovelock, M. O. Andreae, and S. G. Warren, Oceanic phytoplankton, atmospheric sulphur, cloud albedo, and climate, *Nature*, 326, 655-661, 1987.
- Charney, J.G. Dynamics of deserts and droughts in the Sahel. *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, 101, 193-202, 1975.
- Chiapello I., J.M. Prospero, J. Herman and C. Hsu. Detection of mineral dust over the north Atlantic ocean and Africa with the Nimbus 7 TOMS, *J. Geophys. Res.*, 104, 9277-9291, 1999.
- Chin M., R. Rood, S. J. Lin, J. F. Müller and A. Thompson. Atmospheric sulfur cycle simulated in the global model GOCARD: Model description and global properties, *J. Geophys. Res.*, 105, 24,671-24,687, 2000.
- Choël M. Analyse quantitative des particules atmosphériques par microscopie électronique à balayage couplée à la spectrométrie d'émission X. Thèse de doctorat, 2005.
- Chomette O., M. Legrand, and M. Marticorena. Determination of the wind speed threshold for the emission of desert dust using satellite remote sensing in the thermal infrared. *J. Geophys. Res.*, 104, 31207-31215, 1999.
- Chou C. and J.D. Neelin. Mechanisms limiting the northward extent of the northern summer monsoons over North America, *J. Climate*, 16, 406-424, 2003.
- Clain M.-P. Etude de la composante organique de l'aérosol atmosphérique. Chimie. Chambéry, Université de Chambéry, 1995.
- Clarke A., V. Kapustin, S. Howell, K. Moore, B. Lienert, S. Masonis, T. Anderson, and D. Covert, Sea-salt size distributions from breaking waves: Implications for marine aerosol production and optical extinction measurements during SEAS, *J. Atmos. Ocean. Technol.*, 20, 1362-1374, 2003.
- Coakley J.A. Jr., R.L. Bernstein, and P.A. Durkee. Effects of ship-track effluents on cloud reflectivity. *Science*, 255, 423-430, 1987b.
- Cohard J.M. and J.P. Pinty. A comprehensive two-moment warm microphysical bulk scheme . ii : 2d experiments with a non hydrostatic model. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 126:1843–1859, 2000.
- Cook K.H. Generation of the African easterly jet and its role in determining West African precipitation, *J. Climate*, 12, 1165-1184, 1999.
- Crutzen P. J. and M. O. Andreae. Biomass burning in the tropics: Impact on atmospheric chemistry and biogeochemical cycles, *Science*, 250, 1669-1678, 1990.
- Cruz C.N. and S.N. Pandis. The effect of organic coatings on the cloud condensation nuclei activation of inorganic atmospheric aerosol, *J. Geophys. Res.*, 103(D11), 13 111-13 123, 1998.

- D'Amato N. and T. Lebel. On the characteristics of the rainfall events in the Sahel with a view to an analyse of climatic variability, *Int. J. Climatol.*, 18, 955-974, 1998.
- D'Almeida G. A. On the variability of desert aerosol radiative characteristics, *J. Geophys. Res.*, 92 (D3), 3017-3026, 1987.
- Decesari S., S. Fuzzi, M.C. Facchini, M. Mircea, L. Emblico, F. Cavalli, W. Maenhaut, X. Chi, G. Schkolnik, A. Falkovich, Y. Rudich, M. Claeys, V. Pashynska, G. Vas, I. Kourtchev, R. Vermeylen, A. Hoffer, M.O. Andreae, E. Tagliavini, F. Moretti, and P. Artaxo. Characterization of the organic composition of aerosols from Rondônia, Brazil, during the LBA-SMOC 2002 experiment and its representation through model compounds, *Atmos. Chem. Phys.*, 6, 375–402, 2006.
- Delene D.J., T. Deshler, P. Weshler and G.A. Vali. A balloon-borne cloud condensation nuclei counter. *J. Geophys. Res.*, 103, 8927-8934, 1998.
- Delmas R., M. Mégie and V.H. Peuch. Physique et chimie de l'atmosphère, Ed. Belin, Paris, 2005.
- Delmas R., P. Loudjani, and A. Podaïre. Biomass burning in Africa: An assessment of annually burnt biomass, in J. S. Levine (ed.), *Global Biomass Burning*, MIT Press, Cambridge, 1991.
- DeMott P. J., K. Sassen, M. R. Poellot, D. Baumgardner, D. C. Rogers, S. D. Brooks, A. J. Prenni, and S. M. Kreidenweis. African dust aerosols as atmospheric ice nuclei, *Geophys. Res. Lett.*, 30(14), 1732, doi:10.1029/2003GL017410, 2003.
- Dentener J.F., G.R. Carmichael, Y. Zhang, J. Lelieveld and P.J. Crutzen. Role of mineral aerosol as a reactive surface in the global troposphere. *J. Geophys. Res.*, 101, 22869-22889, 1996.
- Dickerson R R, G J Huffman, W T Luke, L J Nunnermacker, K E Pickering, A C D Leslie, C G Lindsey, W G N Slinn, T J Kelly, P H Daum, A C Delany, J P Greenberg, P R Zimmerman, J F Boatman, J D Ray, D H Stedman. Thunderstorms: An important mechanism in the transport of air pollutants, *Science*, 235, 460-465, 1987.
- Diongue A., Interactions entre convection et écoulement de grande échelle au sein de la mousson de l'Afrique de l'ouest. Thèse de doctorat, 2001.
- Draxler R.R. and G.D. Hess. An overview of the HYSPLIT-4 modelling system for trajectories, dispersion and deposition. *Australian Meteorological Magazine*, 47, 295-308, 1998.
- Draxler R.R. Trajectory optimization for balloon flight planning. *Weather and Forecasting*, 11, 111-114, 1996
- Duce R., Distributions and fluxes of mineral aerosol, in *Aerosol Forcing of Climate*, edited by R. J. Charlson & J. Heintzenberg, pp. 43-72, Wiley, Chichester, U.K., 1995.
- Durkee P. A., K. J. Noone, R. J. Ferek, D. W. Johnson, J. P. Taylor, T. J. Garrett, P. V. Hobbs, J. G. Hudson, C. S. Bretherton, G. Innis, G. M. Frick, W. A. Hoppel, C. D.

- O'Dowd, L. M. Russell, R. Gasparovic, K. E. Nielsen, S. A. Tessmer, E. Öström, S. R. Osborne, R. C. Flagan, J. H. Seinfeld and H. Rand, The Impact of Ship-Produced Aerosols on the Microstructure and Albedo of Warm Marine Stratocumulus Clouds: A Test of MAST Hypotheses 1i and 1ii. *J. Atmos. Sci.*, 57, 2554–2569, 2001.
- Durkee P. A., R. E. Chartier, A. Brown, E. J. Trehubenko, S. D. Rogerson, C. Skupniewicz, and K. E. Nielsen, S. Platnick and M.D. King, Composite Ship Track Characteristics. *J. Atmos. Sci.*, 57, 2542-2553, 2000.

E

- Ebert, M., S. Weinbruch, P. Hoffmann and H.M. Ortner. Chemical characterization of North Sea aerosol particles. *J. Aerosol Sci.* 31, 613-632, 2000.
- ECMWF. IFS documentation. Technical report, ECMWF, 2004. <http://www.ecmwf.int/research/ifsdocs/>.
- Eltahir E. and C. Gong. Dynamics of wet and dry years in West Africa, *J. Climate*, 9, 1030-1042, 1996.
- Engelstaedter S. and R. Washington. Atmospheric controls on the annual cycle of North African dust, *J. of Geo. Res.* , VOL. 112, D03103, doi:10.1029/2006JD007195, 2007

F

- Facchini M. C., S. Decesari, M. Mircea, S. Fuzzi, and G. Loglio. Surface tension of atmospheric wet aerosol and cloud/fog droplets in relation to their organic carbon content and chemical composition, *Atmos. Environ.*, 34, 4853-4857, 2000.
- Facchini M. C., M. Mircea, S. Fuzzi, and R. J. Charlson. Cloud albedo enhancement by surface-active organic solutes in growing droplets, *Nature*, 401, 257-259, 1999.
- Food and Agriculture Organisation (FAO); International Crops Research Institute for the Semi-Arid Tropics (Icrisat). In : L'économie mondiale du sorgho et du mil : faits, tendances et perspectives. Rome : FAO: 68 p, 1997.
- Fécan F., B. Marticorena and G. Bergametti. Parameterization of the increase of the aeolian erosion threshold wind friction velocity due to soil moisture for semi arid areas, *Ann. Geophys.*,17, 149-157, 1999.
- Feingold G., L.E. Wynn, D.E. Veron, and M. Previdi. First measurements of Twomey indirect effect using ground-based remote sensors, *Geophys. Res. Lett.*, 30, 1287, 2003a.
- Feingold G. and P. Y. Chuang. Analysis of the influence of film-forming compounds on droplet growth: Implications for cloud microphysical processes and climate, *J. Atmos. Sci.*, 59, 2006-2018, 2002.
- Ferek R.J., D.A. Hegg, and P.V. Hobbs. Measurements of ship-induced tracks in clouds off the Washington coast, *J. Geophys. Res.*, 103, 23199–23206, 1998.

- Finlayson-Pitts B.J. and J.N.J. Pitts. Chemistry of the upper and lower atmosphere—theory, experiments and applications (San Diego: Academic Press), 2000.
- Fishman J., K. Fakhruzzaman, B. Cros, and D. Nganga, Identification of widespread pollution in the southern hemisphere deduced from satellite analysis, *Science*, 252, 1693-1696, 1991.
- Folland C.K., T.N. Palmer, and D.E. Parker. Sahel rainfall and worldwide sea temperatures. *Nature*, 320, 602-607, 1986.
- Fontaine B., and S. Janicot. Sea surface temperature fields associated with West African rainfall anomaly types. *J. Climate*, 9, 2935-2940, 1996.
- Formenti P., W. Elbert, W. Maenhaut, J. Haywood, and M. O. Andreae. Chemical composition of mineral dust during the Saharan Dust Experiment (SHADE) airborne campaign in the Cape Verde region, September 2000, *J. Geophys. Res.*, 108, 8576, doi:10.1029/2002JD002408, 2003.
- Fouquart Y. and B. Bonnel. Computation of solar heating of the Earth's atmosphere: A new parameterization. 53(1):35–62, 1980.
- Frank, N. The life cycle of GATE convective systems., *J. Atmos. Sci.*, 35, 1256.1264, 1978.
- Fromm M., A. Tupper, Rosenfeld D., R. Servranckx, R. McRae, Violent pyro-convective storm devastates Australia's capital and pollutes stratosphere. *Geophys. Res. Lett.*, 33, L05815 ,doi:10.1029/2005GL025161, 2006.
- Fuzzi S., S. Decesari, M. C. Facchini, F. Cavalli, L. Emblico, M. Mircea, M. O. Andreae, I. Trebs, A. Hoffer, P. Guyon, P. Artaxo, L. V. Rizzo, L. L. Lara, T. Pauliquevis, W. Maenhaut, N. Raes, X. Chi, O. L. Mayol-Bracero, L. L. Soto-García, M. Claeys, I. Kourtchev, J. Rissler, E. Swietlicki, E. Tagliavini, G. Schkolnik, A. H. Falkovich, Y. Rudich, G. Fisch, L. V. Gatti. Overview of the inorganic and organic composition of size-segregated aerosol in Rondônia, Brazil, from the biomass burning period to the onset of the wet season. *J. Geophys. Res.*, 112, D01201, doi:10.1029/2005JD006741, 2007.

G

- Gadgil S. The indian monsoon and its variability, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 31, 429-467, 2003.
- Gao S., D. A. Hegg, P. V. Hobbs, T. W. Kirchstetter, B. I. Magi, and M. Sadilek, Water-soluble organic components in aerosols associated with savanna fires in southern Africa: Identification, evolution, and distribution, *J. Geophys. Res.*, 108, 8491, doi:10.1029/2002JD002324, 2003.
- Gard E. E., M. J. Kleeman, D. S. Gross, L. S. Hughes, J. O. Allen, B. D. Morrical, D. P Fergenson, T. Dienes, M. E. Galli, R.J. Johnson, G. R. Cass, and K. A. Prather. Direct observation of heterogeneous chemistry in the atmosphere, *Science*, 279,

- 1184-1187, 1998
- Garstang M., P.D. Tyson, R. Swap, M. Edwards, P. Källberg and J.A. Lindesay. Horizontal and vertical transport of air over southern Africa. *J. Geophys. Res.* **101** (D19) 23721-23736, 1996.
- Gaudichet A., F. Echalar, B. Chatenet, J.P. Quisefit, G. Malingre, H. Cachier, P. Buat-Minard, P. Artaxo and W. Maenhaut. Trace elements in tropical African savanna biomass burning aerosols, *J. Atmos. Chem.* **22**, 19–39, 1995.
- Gheusi F. and J. Stein. Small-scale rainfall mechanisms for an idealized convective southerly flow over the alps. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 128A:337–360, 2002.
- Ginoux, P., M. Chin, I. Tegen, J. Prospero, B. Holben, O. Dubovik, and S. J. Lin (2001), Sources and distributions of aerosols simulated with the GOCART model, *J. Geophys. Res.*, 106, 20,255–20,273.
- Gomes L. and D.A. Gilette. Chemical and mineral composition by size of dust deposited during dust storm in SW Tadzhikistan. In Precipitation Scavenging and Atmosphere-Surface Exchange Processes (edited by Slinn W.G.N. et al.), Vol. 2, pp. 921-932. Hemisphere, New York, 1992.
- Gomes L., G. Bergametti, F. Dulac and U. Ezat. Assessing the actual size distribution of atmospheric aerosols collected with cascade impactor. *J. Aerosol Sci.*, 21, 47–59, 1990a.
- Gong S. L., and L. A. Barrie, Simulating the impact of sea salt on global nss sulphate aerosols, *J. Geophys. Res.*, 108, 4516, doi:10.1029/2002JD003181, 2003.
- Gong S. L., L. A. Barrie, and M. Lazare, Canadian Aerosol Module (CAM): A size-segregated simulation of atmospheric aerosol processes for climate and air quality models - 2. Global sea-salt aerosol and its budgets, *J. Geophys. Res.*, 107, 4779, doi:10.1029/2001JD002004, 2002.
- Goudie A.S. and N.J. Middleton. Saharan dust storms: nature and consequences. *Earth-Science Reviews*, 56, 1, pp. 179-204(26), 2001.
- Graham B., O.L. Mayol-Bracero, P. Guyon, G. C. Roberts, S. Decesari, M. C. Facchini, P. Artaxo, W. Maenhaut, P. Köll, and M. O. Andreae, Water-soluble organic compounds in biomass burning aerosols over Amazonia: 1. Characterization by NMR and GC-MS, *J. Geophys. Res.*, 107, 8047, doi:10.1029/2001JD000336, 2002.
- Grini A., P. Tulet, and L. Gomes. Dusty weather forecast using the mesonh atmospheric model. *J. Geophys. Res.*, 111, 2006. doi:10.1029/2005JD007007, 2006.
- Grini A., G. Myhre, C. S. Zender, and I. S. A. Isaksen. Model simulations of dust sources and transport in the global atmosphere: Effects of soil erodibility and wind speed variability, *J. Geophys. Res.*, 110, D02205, 2005.
- Grini, A., G. Myhre, J. K. Sundet, and I. S. A. Isaksen, Modeling the annual cycle of sea salt in the global 3D model Oslo CTM2: Concentrations, fluxes, and radiative

- impact, *J. Clim.*, 15, 1717-1730, 2002.
- Guazzotti S. A., K. R. Coffee, and K. A. Prather, Continuous measurements of size-resolved particle chemistry during INDOEX-Intensive Field Phase 99, *J. Geophys. Res.*, 106, 28,607-28,627, 2001.
- Guyon P., G. P. Frank, M. Welling, D. Chand, P. Artaxo, L. Rizzo, G. Nishioka, O. Kolle, H. Fritsch, M. A. F. Silva Dias, L. V. Gatti, A. M. Cordova, and M. O. Andreae, Airborne measurements of trace gases and aerosol particle emissions from biomass burning in Amazonia, *Atmos. Chem. Phys.*, 5, 2989–3002, 2005.
- H**
- Halley E. A historical review of the trades winds, *Philos. Trans. R. Soc. London*, 39, 58-62, 1686.
- Hamilton R.A., J.W. Archbold, and C.K.M. Douglas. Meteorology of Nigeria and adjacent territory. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 71, 231-264, 1945.
- Hansen J., M. Sato, and R. Ruedy. Radiative forcing and climate response, *J. Geophys. Res.*, 102, 6831-6864, 1997.
- Hao W. M. , D.E. Ward, G. Olbu, and S.P. Parker. Emissions of CO₂, CO and hydrocarbons from fires in diverse savanna ecosystems, *J. Geophys. Res.*, 101, 23,577-23,584, 1996
- Hao W.-M., and M.-H. Liu, Spatial and temporal distribution of tropical biomass burning, *Global Biogeochem. Cycles*, 8, 495-503, 1994.
- Hao, W.M., M.H. Lui, and P.J. Crutzen. Estimates of annual and regional releases of CO₂ and other trace gases to the atmosphere from fires in the tropics, based on FAO statistics for the period 1975-1980. In: J.G. Goldammer (ed.) *Fire in the Tropical Biota: Ecosystem Processes and Global Challenges (Ecological Studies*, vol. 84.), pp. 440-462. Springer-Verlag, New York, 1990.
- Harrison R.M. and R.E. Van Grieken. Atmospheric Particles, Volume 5 (Chichester: John Wiley and Sons), 1998.
- Haywood J., P. Francis, O. Dubovik, M. Glew, and B. Holben, Comparison of aerosol size distributions, radiative properties, and optical depths determined by aircraft observations and Sun photometers during SAFARI 2000, *J. Geophys. Res.*, 108, 8471, doi:10.1029/2002JD002250, 2003a.
- Haywood J. M., S. R. Osborne, P. N. Francis, A. Keil, P. Formenti, M. O. Andreae, and P. H. Kaye, The mean physical and optical properties of regional haze dominated by biomass burning aerosol measured from the C-130 aircraft during SAFARI 2000, *J. Geophys. Res.*, 108, 8473, doi:10.1029/2002JD002226, 2003b.
- Haywood J. M., P. N. Francis, M. D. Glew, and J. P. Taylor. Optical properties and direct radiative effect of Saharan dust: A case study of two Saharan dust outbreaks using

- aircraft data, *J. Geophys. Res.*, 106(D16), 18,417–18,430, 2001.
- Haywood J., V. Ramaswamy, and B. Soden. Tropospheric aerosol climate forcing in clear sky satellite observation over the oceans. *Science*, 283:1299–1303, 1999.
- Heintzenberg J., and D. C. Covert, Size distribution and chemical composition of marine aerosols: A compilation and review, *Tellus*, 52B, 1104-1122, 2000.
- Hegg D.A. and P.V. Hobbs , Sulfate and nitrate chemistry in cumuliform clouds. *Atmos. Environ.* **20** , pp. 901–909, 1986.
- Herman J. R., P. K. Bhartia, O. Torres, C. Hsu, C. Seftor and E. Celarier. Global distribution of UV-absorbing aerosols from Nimbus 7/TOMS data. *J. Geophys. Res.*, 102(D14), 16911-16922, 1997.
- Hermann J. R., K. Stahr, and R. Jahn, The importance of source region identification and their properties for soil-derived dust: the case of Harmattan dust sources for eastern West Africa, *Contribut. Atmos. Phys.*,72, 141–150, 1999.
- Hindman E.E., II, P.V. Hobbs, and L.F. Radke, Cloud condensation nucleus size distributions and their effects on cloud droplet size distributions, *J. Atmos. Sci.*, 34, 951-955, 1977.
- Hobbs P.V., J.S. Reid, R.A. Kotchenruther, R.J. Ferek, and R. Weiss : Direct radiative forcing by smoke from biomass burning. *Science*, **275**, 1776-1778, 1997.
- Hobbs P. V., and L. F. Radke, Cloud condensation nuclei from a simulated forest fire, *Science*, 163, 279-280, 1969.
- Houghton J. T., Y. Ding, D. J. Griggs, M. Noguer, P. J. van der Linden, X. Dai, K. Maskell, and C. A. Johnson (Ed.), *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge, UK, and New York, NY, USA: Cambridge University Press, 881 p., 2001.
- Howell W. E. The growth of cloud drops in uniformly cooled air. *J. Meteor.*,6, 134–149, 1949.
- Hudson J. G., J. Hallett, and C. F. Rogers, Field and laboratory measurements of cloud-forming properties of combustion aerosols, *J. Geophys. Res.*, 96, 10,847-10,859, 1991.

I

Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), *Climate Change 2001: The Scientific Sasis, Contribution of working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Cambridge University Press [http://www.ipcc.ch/activity/tar.htm], 2001.

Isawa Y., and A. Ono. Nitron thin film method for detection of submicron nitrate particles and its application to atmospheric aerosols, *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, 57(6), 599– 606, 1979.

Israelevich P. L., Z. Levin, J. H. Joseph, and E. Ganor. Desert aerosol transport in the Mediterranean region as inferred from the TOMS aerosol index, *J. Geophys. Res.*, 107, 4572, doi:10.1029/2001JD002011, 2002.

J

Jaenicke R. Tropospheric Aerosols, in *Aerosol-Cloud-Climate Interactions*, edited by P. V. Hobbs, pp. 1-27, Academic Press, San Diego, 1993.

Jambers W., L. De Bock and R. Van Grieken. Recent advances in the analysis of individual environmental particles. *Analyst* 120, 681-692, 1995.

Janicot et al. Report of the monitoring and key-features of the WAM in summer 2006, AMMA European Deliverable, 2007.

Janicot, S., V. Moron and B. Fontaine. Sahel droughts and ENSO dynamics. *Geophys. Res. Lett.*, 23(5), 515-518, 1996.

Junge, C. E., *Air Chemistry and Radioactivity*. New York: Academic Press, 382 p., 1963.

K

Kain J. and J. Fritsch. Convective parameterization for mesoscale models: The Kain-Fritsch scheme. The representation of cumulus convection in numerical models, K.A. Emanuel and D.J. Raymond. AMS. Monographs, 201 Charles Street Providence, RI 02904-2294 USA, 46, 165-170, 1993.

Kalu, A. E. The African dust plume: its characteristics and propagation across West African winter, in Saharan dust, edited by C. Morales, John Wiley and Sons, New York, 95-118, 1979.

Karyampudi V.M., S.P. Palm J.A. Reagen, H. Fang, W.B. Grant, R.M. Hoff, C. Moulin, H.F. Pierce, O. Torres, E.V. Browell and S.H. Melfi. Validation of the Saharan dust plume conceptual model using lidar, Meteosat, and ECMWF data. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 80, 1045-1075, 1999.

Kaufman Y. J., I. Koren, L. A. Remer, D. Tanré, P. Ginoux, and S. Fan, Dust transport and deposition observed from the Terra-Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) spacecraft over the Atlantic Ocean, *J. Geophys. Res.*, 110, D10S12, doi:10.1029/2003JD004436, 2005.

Kaufman Y.J. and T. Nakajima, Effects of Amazon smoke on cloud microphysics and albedo – Analysis from satellite imagery. *J. Appl. Meteor.* 32, 729 – 744, 1993.

Kaufman Y. J., and B. C. Gao, Remote sensing of water vapor in the near IR from 7 EOS/MODIS, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 30, 871–884, 1992.

Kaufman YJ, A. Setzer, D. Ward, D. Tanre, B.N. Holben, P. Menzel, M.C. Pereira and R.A. Rasmussen. Biomass burning airborne and spaceborne experiment in the Amazonas (BASE-A). *J Geophys Res* 97: 14,581–14, 599, 1992

Kerminen V.M. and A.S. Wexler. Post fog nucleation of $\text{H}_2\text{SO}_4 - \text{H}_2\text{O}$ particles in smog. *Atm. Env.*, 28, 2399-2406, 1994.

- King M.D., L.F. Radke and P.V. Hobbs, Optical properties of marine stratocumulus clouds modified by ships, *J. Geophys. Res.*, 98, 2729–2739, 1993.
- Knipping E.M. and D. Dabdub, Impact of chlorine emissions from sea-salt aerosol on coastal urban ozone, *Envi. Sci. & Tech.*, 37 (2): 275-284 JAN 15, 2003.
- Koch S.E., W.C. Skillman, P.J. Kocin, P.J. Wetzel, K.F. Brill, D.A. Keyser, and M.C. McCumber. Synoptic scale forecast skill and systematic errors in the MASS 2.0 model. *Mon. Weather Rev.*, 113, 1714-1737, 1985.
- Köhler H. Zur thermodynamik der kondensation an hygrokopischen kernen und bemerkungen über das zusammenfließen der tropfen. *Medd. Met. Hydr. Anst. Stockholm*, 3, 8, 1926.
- Kojima T., P.R. Buseck, Y. Iwasaka, A. Matsuki and D. Trochkine. Sulfate-coated dust particles in the free troposphere over Japan, Atmospheric ResearchVolume 82, Issues 3-4, , 16th International Conference on Nucleation and Atmospheric Aerosols - ICSB 2004, 16th International Conference on Nucleation and Atmospheric Aerosols, Pages 698-708, 2006.

L

- Lacaux J. P., H. Cachier, and R. Delmas, Biomass burning in Africa. An overview of its impact on atmospheric chemistry, in *Fire in the Environment: The Ecological, Atmospheric, and Climatic Importance of Vegetation Fires*, pp. l5~l9l, John Wiley, New York, 1993.
- Lafore J.P., J. Stein, N. Asencio, P. Bougeault, V. Ducrocq, J. Duron, C. Fischer, P. Héreil, P. Mascart, V. Masson, J.P. Pinty, J.L. Redelsperger, E. Richard, and J. Vilà-Guerau deArellano. The Meso-NH Atmospheric Simulation System. Part I: adiabatic formulation and control simulations. Scientific objectives and experimental design. *Ann. Geophys.*, 16:90–109, <http://www.aero.obs-mip.fr/mesonh/>, 1998.
- Lala G. G. and J.E. Jiusto. An automatic light scattering CCN counter. *J. Appl. Meteor.*, 16, 413–418, 1977.
- Lamb P.J. and R.A. Peppler. Further case studies of tropical Atlantic surface atmospheric and oceanic patterns associated with sub-Saharan drought. *J. Climate*, 5, 476-488, 1992.
- Lamb P.J. West African water variations between recent contrasting Subsaharan droughts. *Tellus*, A35, 198-212, 1983
- Landsea C.W. and W.M. Gray. The strong association between Western Sahelian monsoon rainfall and intense Atlantic hurricanes. *J. Climate*, 5, 435-453, 1992.
- Laskin A., M.J. Iedema, A. Ichkovich, E.R. Gruber, I. Taraniukb and Y. Rudich. Direct observation of completely processed calcium carbonate dust particles. *Faraday Discuss.*, 2005, 130, 453–468, 2005.

- Laskin A., D.J. Gaspar, W. Wang, S.W. Hunt, P. J. Cowin, S.D. Colson and B.J. Finlayson-Pitts. Reactions at interfaces as a source of sulfate formation in sea-salt particles. *Science*, 301, 340 – 344, 2003
- Le Barbé L., T. Lebel and D. Tapsoba, Rainfall variability in West Africa during the years 1950-90. *J. Climate*, 15, 185-202, 2002.
- Le Canut P., M. O. Andreae, G. W. Harris, F. G. Wienhold, and T. Zenker. Airborne studies of emissions from savanna fires in southern Africa, 1, Aerosol emissions measured with a laser optical particle counter, *J. Geophys. Res.*, 101, 23,615-23,630, 1996.
- Lebel T., F. Delclaux, L. Le Barbé, and J. Polcher. From MCG scales to hydrological scales: Rainfall variability in West Africa. *Stoch. Env. Res. Risk Ass.*, 2000.
- Leenders J.K., Boxel J.H., Sterk G.: The effect of single vegetation elements on wind speed and sediment transport in the Sahelian zone of Burkina Faso. *Earth Surface Processes and Landforms*, 32, 10, 1454-1474, doi: 10.1002/esp.1452, 2007.
- Legrand, M., C. N'doumé, and I. Jankowiak. Satellite-derived climatology of the Saharan aerosol, In *Passive Infrared Remote Sensing of Clouds and the Atmosphere II*, D. K. Lynch (Ed.), Proc. SPIE 2309, 127-135, 1994.
- Lelieveld J., P. J. Crutzen, V. Ramanathan, M. O. Andreae, C. A. M. Brenninkmeijer, T. Campos, G. R. Cass, R. R. Dickerson, H. Fischer, J. A. de Gouw, A. Hansel, A. Jefferson, D. Kley, A. T. J. de Laat, S. Lal, M. G. Lawrence, J. M. Lobert, O. L. Mayol-Bracero, A. P. Mitra, T. Novakov, S. J. Oltmans, K. A. Prather, T. Reiner, H. Rodhe, H. A. Scheeren, D. Sikka, and J. Williams. The Indian Ocean Experiment: Widespread air pollution from South and Southeast Asia, *Science* 291, 1031-1036, 2001.
- Levin Z., A. Teller, E. Ganor and Y. Yin, On the interactions of mineral dust, sea salt particles and clouds – A Measurement and modeling study from the MEIDEX campaign, *J. Geophys. Res.* 110, D20202, doi:10.1029/2005JD005810, 2005.
- Levin Z., E. Ganor, and V. Gladstein, The effects of desert particles coated with sulfate on rain formation in the eastern Mediterranean, *J. Appl. Meteor.*, 35, 1511-1523, 1996.
- Levine J.S. Global Biomass Burning, Atmospheric, Climatic, and Biospheric Implications. MIT Press, 600pp, 1991.
- Lewis E. R., and S. E. Schwartz. *Sea Salt Aerosol Production: Mechanisms, Methods, Measurements and Models - A Critical Review*. Washington, DC: American Geophysical Union, 413 p., 2004.
- Lindesay J., M. Andreae, J. Goldammer, G. Harris, H. Annegarn, M. Garstang, R. Scholes and B. Wilgen. International Geosphere-Biosphere Programme/International Global Atmospheric Chemistry SAFARI-92 field experiment: Background and overview. *Journal of geophysical research*, 101(D19): 23,521-23,530, 1996.

- Loosmore G.A. and R.T. Cederwall. Precipitation scavenging of atmospheric aerosols for emergency response applications: testing an updated model with new real-time data. *Atmospheric Environment*, 38, 993–1003, 2003.
- Luo C., N. M. Mahowald, and J. del Corral, Sensitivity study of meteorological parameters on mineral aerosol mobilization, transport, and distribution, *J. Geophys. Res.*, 108, 4447, doi:10.1029/2003JD003483, 2003.

M

- Maenhaut W., R. Hillamo, J.M. Mäkelä, J.-L. Jaffrezo, M.H. Bergin and C.I. Davidson. A new cascade impactor for aerosol sampling with subsequent PIXE analysis. *Nucl. Instr. Meth. B*, 109/110, 482-487, 1996.
- Mahowald N. M., and C. Luo, A less dusty future?, *Geophys. Res. Lett.*, 30, 1903, doi:10.1029/2003GL017880, 2003.
- Mahowald N. M., C. S. Zender, C. Luo, D. Savoie, O. Torres, and J. del Corral, Understanding the 30-year Barbados desert dust record, *J. Geophys. Res.*, 107, 4561, doi:10.1029/2002JD002097, 2002.
- Malardel S., Fondamentaux de météorologie, à l'école du temps, Cépaduès Editions, Toulouse, 710 p, 2005.
- Maley J. Dust, clouds, rain types and climatic variations in tropical north Atlantic. *Quaternary Research* 18, 1–16, 1982.
- Mallet M., Roger, J.C., Despiau, S., Dubovik, O., Putaud, J.P. Microphysical and optical properties of aerosol particles in urban zone during ESCOMPTE. *Atmospheric Research*, 69, pp. 73-97, 2003.
- Mamane Y., and J. Gottlieb. Nitrate formation on sea-salt and mineral particles—A single particle approach, *Atmos. Environ.*, Part A, 26, 1763– 1769, 1992.
- Mårtensson, E. M., E. D. Nilsson, G. de Leeuw, L. H. Cohen, and H. C. Hansson, Laboratory simulations and parameterization of the primary marine aerosol production, *J. Geophys. Res.*, 108, 4297, doi:10.1029/2002JD002263, 2003.
- Marticorena B. and G. Bergametti. Modeling of the atmospheric dust cycle: 1. design of a soil derived dust emission scheme. " *J. Geophys. Res.*", 100:16415–16429, 1995.
- Masson V., J.-L. Champeaux, , F. Chauvin, C. Meriguet and R. Lacaze. A global database of Land Surface Parameters at 1-km Resolution in Meteorological and Climate Models. *Journal of Climate*, 16, 9, 1261-1282, 2003.
- Masson V. A physically-based scheme for the urban energy balance in atmospheric models. *Boundary-Layer Meteorology*, 94:357–397, 2000.
- Mathon V. and H. Laurent. Mesoscale convective system rainfall in the Sahel, *J. of App. Meteorol.*, 41, 1081-1092, 2002.
- Mathon V. and H. Laurent. Life cycle of the Sahelian mesoscale convective cloud systems. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 127, 377-406, 2001.

- Matsuki A., Y. Iwasaka, K. Osada, K. Matsunaga, M. Kido, Y. Inomata, D. Trochkine, C. Nishita, T. Nezuka, T. Sakai, D. Zhang, and S.-A. aKwon. Seasonal dependence of the long-range transport and vertical distribution of free tropospheric aerosols over east asia: on the basis of aircraft and lidar measurements and isentropic trajectory analysis. *J. Geophys. Res.*, 108, 8663, 2003.
- Matthias-Maser S., J. Brinkmann, and W. Schneider, The size distribution of marine atmospheric aerosol with regard to primary biological aerosol particles over the South Atlantic Ocean, *Atmos. Environ.*, 33, 3569-3575, 1999.
- Mayol-Bracero O. L., P. Guyon, B. Graham, G. Roberts, M. O. Andreae, S. Decesari, M. C. Facchini, S. Fuzzi, and P. Artaxo, Water-soluble organic compounds in biomass burning aerosols over Amazonia: 2. Apportionment of the chemical composition and importance of the polyacidic fraction, *J. Geophys. Res.*, 107, 8091, doi:10.1029/2001JD000522, 2002b.
- Mayol-Bracero O. L., O. Rosario, C. E. Corrigan, R. Morales, I. Torres, and V. Perez, Chemical characterization of submicron organic aerosols in the tropical trade winds of the Caribbean using gas chromatography/mass spectrometry, *Atmos. Environ.*, 35, 1735-1745, 2001.
- McInnes L., D. Covert, and B. Baker, The number of sea-salt, sulfate, and carbonaceous particles in the marine atmosphere: EM measurements consistent with the ambient size distribution, *Tellus*, 49B, 300-313, 1997.
- Medina J., and A. Nenes, Effects of film-forming compounds on the growth of giant cloud condensation nuclei: Implications for cloud microphysics and the aerosol indirect effect, *J. Geophys. Res.*, 109, D20207, doi:10.1029/2004JD004666, 2004.
- Menaut J-C., L. Abaddie, F. Lavenu, P. Loudjani and A. Podaire. Biomass burning in West African savannas. In: J.S. Levine (ed.) *Global Biomass Burning: Atmospheric, Climatic and Biospheric Implications*, pp. 133-142. MIT Press, Cambridge, Mass, 1991.
- Meng Z. and J.H. Seinfeld. On the source of submicrometer droplet mode of urban and regional aerosols. *Aerosol Sci. and Tech.*, 20:3:253–265, 1994.
- Middlebrook A. M., D. M. Murphy, and D. S. Thomson, Observations of organic material in individual marine particles at Cape Grim during the First Aerosol Characterization Experiment (ACE 1), *J. Geophys. Res.*, 103, 16475-16483, 1998.
- Middleton N.J. and A.S. Goudie. Saharan dust: sources and trajectories. *Transactions of the Institute of British Geographers*, 26, 165-181, 2007.
- Miller, R. L., et al. Mineral dust aerosols in the NASA Goddard Institute for Space Sciences ModelE atmospheric general circulation model, *J. Geophys. Res.*, 111, D06208, doi:10.1029/2005JD005796, 2006.
- Miller R. L., I. Tegen, and J. Perlitz. Surface radiative forcing by soil dust aerosols and

- the hydrologic cycle, *J. Geophys. Res.*, 109, D04203, doi:10.1029/2003JD004085, 2004.
- Mircea M., M. C. Facchini, S. Decesari, F. Cavalli, L. Emblico, S. Fuzzi, A. Vestin, J. Rissler, E. Swietlicki, G. Frank, M. O. Andreae, W. Maenhaut, Y. Rudich, and P. Artaxo. Importance of the organic aerosol fraction for modeling aerosol hygroscopic growth and activation: a case study in the Amazon Basin, *Atmos. Chem. Phys.*, 5, 3111–3126, 2005.
- Moulin, C., Lambert, C.E., Dayan, U., Masson, V., Ramonet, M., Bousquet, P., Lagrand, M., Balkanski, Y. J., Guelle, W., Marticorena, B., Bergametti, G., and F. Dulac. Satellite climatology of African dust transport in the Mediterranean atmosphere. *J. Geophys. Res.*, 103, 13137-13144, 1998.
- Morcrette J.J. and Y. Fouquart. The overlapping of cloud layers in shortwave radiation parameterizations. , 43(4):321–328, 1986.
- Morel C. and S. Sénési. A climatology of mesoscale convective systems over Europe using satellite infrared imagery. I: Methodology, *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, 128, 1953-1992, 2002.
- Murphy D. M., J. R. Anderson, P. K. Quinn, L. M. McInnes, F. J. Brechtel, S. M. Kreidenweis, A. M. Middlebrook, M. Posfai, D. S. Thomson and P. R. Buseck. Influence of sea-salt on aerosol radiative properties in the Southern Ocean marine boundary layer, *Nature*, 392, 62-65, 1998a.
- Murphy D. M., D. S. Thomson, A. M. Middlebrook and M. E. Schein. In situ single-particle characterization at Cape Grim, *J. Geophys. Res.*, 103, 16,485-16,491, 1998b.
- Murphy D.M. and D.S. Thompson. Chemical composition of single aerosol particles at Idaho Hill negative ion measurements, *Journal of Geophysical Research*, **102**, pp. 6353–6368, 1997a.

N

- N'Tchayi, G.M., J. Bertrand, M. Legrand and J. Baudet, Temporal and spatial variations of the atmospheric dust loading throughout West Africa over the last thirty years, *Ann.Geophys.*, 12, 265–273, 1994
- Neusüß, C., M. Pelzing, A. Plewka, and H. Herrmann, A new analytical approach for size-resolved speciation of organic compounds in atmospheric aerosol particles: Methods and first results, *J. Geophys. Res.*, 105, 4513-4527, 2000.
- Nicholson S.E. Rainfall and atmospheric circulation during drought periods and wetter years in West Africa. *Mon. Wea. Rev.*, 109, 2191-2208, 1981.
- Noilhan J and J. Mahouf. The isba land surface parametrisation scheme. *Global planetary Change*, 13:145–159, 1995.
- Novakov T., C. E. Corrigan, J. E. Penner, C. C. Chuang, O. Rosario, and O.L. M.Bracero,

Organic aerosols in the Caribbean trade winds: A natural source?, *J. Geophys. Res.*, 102, 21,307-21,313, 1997.

Novakov T. and C.E. Corrigan. Cloud condensation nucleus activity of the organic component of biomass smoke particles, *Geophys. Res. Lett.*, 23 (16), 2141-2144, 1996.

O

O'Dowd C. D., M. C. Facchini, F. Cavalli, D. Ceburnis, M. Mircea, S. Decesari, S. Fuzzi, Y. J. Yoon and J.-P. Putaud. Biogenically driven organic contribution to marine aerosol, *Nature*, 431, 676-680, 2004.

O'Dowd C. D., M. H. Smith, I. E. Consterdine, and J. A. Lowe, Marine aerosol, sea-salt, and the marine sulphur cycle: A short review, *Atmos. Environ.*, 31, 73-80, 1997.

O'Dowd C. D., and M. H. Smith. Physicochemical properties of aerosols over the Northeast Atlantic: Evidence for wind-speed-related submicron sea-salt aerosol production, *J. Geophys. Res.*, 98, 1137-1149, 1993.

O'Dowd C.D., S.G. Jennings, M.H. Smith and W. Cooke. High temperature volatility technique for determination of atmospheric aerosol composition. *Journal of Aerosol Science*. Vol. 23, SUPPL 1, pp. S905-S908, 1992.

P

Paerl H.W., R.L. Dennis and D.R. Whitall. Atmospheric deposition of nitrogen: implications for nutrient over-enrichment of coastal waters, *Estuaries* 25, pp. 677–693, 2002.

Parker D.J., C.D. Thorncroft, R.R. Burton and A.Diongue-Niang. Analysis of the african easterly jet, using aircraft observations from the jet2000 experiment. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 131,1461-1482, 2005.

Patterson, E. M., and D. A. Gillette. Commonalities in Measured Size Distributions for Aerosols Having a Soil-Derived Component, *J. Geophys. Res.*, 82(15), 2074–2082, 1977.

Pereira E. B., A. W. Setzer, F. Gerab, P. E. Artaxo, M. C. Pereira and G. Monroe. Airborne measurements of aerosols from biomass burning in Brazil related to the TRACE A experiment, *J. Geophys. Res.*, 101, 23 983–23 992, 1996.

Peter J.R., S.T. Siems, J.B. Jensen, J.L. Gras, Y.~Ishizaka and J.M. Hacker. Prediction and observation of cloud processing of the aerosol size distribution by a band of cumulus. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 132, 845-863, 2005.

Peyrille P. Etude idéalisée de la mousson ouest-africaine à partir d'un modèle numérique bi-dimensionnel. Thèse de doctorat, 2006

Philippin S., A. Wiedensohler and F. Stratmann Measurements of non-volatile fractions of pollution aerosols with an eight-tube volatility tandem differential mobility analyzer (VTDMA-8). *Journal of Aerosol Science* , Vol 35, 2, 185-203, 2004

- Pierce J.R. and P.J. Adams. Global evaluation of CCN formation by direct emission of sea salt and growth of ultrafine sea salt, *J. Geophys. Res.*, 111, 10.1029/2005JD006186, 2006.
- Pirjola L., C. D. O'Dowd, I. M. Brooks and M. Kulmala. Can new particle formation occur in the clean marine boundary layer? *J. Geophys. Res.*, 105, 26,531-26,546, 2000.
- Prospero J. M., P. Ginoux, O. Torres, S. E. Nicholson, and T. E. Gill. Environmental characterization of global sources of atmospheric soil dust identified with the Nimbus 7 Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) absorbing aerosol product, *Rev. Geophys.*, 40, 1002, doi:10.1029/2000RG000095, 2002.
- Prospero J.M. and T.N. Carlson. Vertical and area distributions of Saharan dust over the western equatorial North Atlantic Ocean. *J. Geophys. Res.* , 77, 5255-5265, 1972.
- Pruppacher H. R. and J. D. Klett. *Microphysics of Clouds and Precipitation*. Dordrecht: Reidel, pp. 954 , 1997.
- Pruppacher H.R. and J.D. Klett. The microphysics of clouds. Reider Publication,714pp, 1979.

Q

- Quinn P.K. Surface submicron aerosol chemical composition : What fraction is not sulfate ?, *J. Geophys. Res.*, 105 (D5), 6785-6805, 2000.
- Quinn P. K., D. J. Coffman, V. N. Kapustin, T. S. Bates, and D. S. Covert, Aerosol optical properties in the marine boundary layer during the First Aerosol Characterization Experiment (ACE 1) and the underlying chemical and physical aerosol properties, *J. Geophys. Res.*, 103, 16,547-16,563, 1998.

R

- Radke L. F., D. A. Hegg, P. V. Hobbs, J. D. Nance, J. H. Lyons, K. K. Laursen, R. E. Weiss, P. J. Riggan and D. E. Ward. Particulate and trace gas emissions from large biomass fires in North America, in *Global Biomass Burning: Atmospheric, Climatic and Biospheric Implications*, edited by J. S. Levine, pp. 209-224, MIT Press, Cambridge, Mass., 1991.
- Radke L.F., J.A. Coakley Jr., and M.D. King, Direct and remote sensing observations of the effects of ship tracks on clouds, *Science*, 246, 1146–1149, 1989.
- Rahn K. A. Silicon and aluminum in atmospheric aerosols: Crust-air fractionation? *Atmos. Environ.* **10**, 597-601, 1976.
- Rajot J.L. Wind blown sediment mass budget of Sahelian village land units in Niger. *Bull. Soc. Géol. France*, 172(5): 523-531, 2001.
- Ramage C.S. Monsoon meteorology., New York and London : Academic, 1971.
- Redelsperger et al. Le livre blanc. <http://amma.mediasfrance.org/france/index>, 2002
- Redelsperger J.-L., A. Diongue, A. Diehdou, J.-P. Cereon, M. Diop, J.-F. Gueremy, et J.-P. Lafore. Multi-scale description of a Sahelian synoptic weather system

- representative of the West African Monsoon, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 128, 1229-1257, 2002.
- Reid, J. S., R. Koppmann, T. F. Eck, and D. P. Eleuterio, A review of biomass burning emissions part II: intensive physical properties of biomass burning particles, *Atmos. Chem. Phys.*, 5, 799-825, 2005.
- Reid J. S., and P. V. Hobbs, Physical and optical properties of young smoke from individual biomass fires in Brazil, *J. Geophys. Res.*, 103, 32,013-32,030, 1998.
- Reid J. S., P. V. Hobbs, R. J. Ferek, D. R. Blake, J. V. Martins, M. R. Dunlap, and C. Lioussse, Physical, chemical, and optical properties of regional hazes dominated by smoke in Brazil, *J. Geophys. Res.*, 103, 32,059-32,080, 1998.
- Renoux A., D. Boulaud. Les aérosols: Physique & métrologie. Edition Tec et Doc Lavoisier, pp 301, 1998.
- Rissler J., A. Vestin, E. Swietlicki, G. Fisch, J. Zhou, P. Artaxo, and M. O. Andreae, Size distribution and hygroscopic properties of aerosol particles from dry-season biomass burning in Amazonia, *Atmos. Chem. Phys.*, 6, 471-491, 2006.
- Rivera-Carpio C. A., C. E. Corrigan, T. Novakov, J. E. Penner, C. F. Rogers and J. C. Chow. Derivation of contributions of sulfate and carbonaceous aerosols to cloud condensation nuclei from mass size distributions, *J. Geophys. Res.*, 101, 19,483-19,493, 1996.
- Roberts G. C., A. Nenes, J. H. Seinfeld and M. O. Andreae. Impact of biomass burning on cloud properties in the Amazon Basin, *J. Geophys. Res.*, 108(D2), 4062, doi:10.1029/2001JD000985, 2003.
- Roberts G.C., P. Artaxo, J. Zhou, E. Swietlicki and M.O. Andreae. Sensitivity of CCN spectra on chemical and physical properties of aerosol: A case study from the Amazon Basin. *J Geophys Res*, 107 (D20), Art. No. 8070, 2002.
- Rogers C. F., J. G. Hidson, B. Zeilinska, R. L. Tanner, J. Hallett and J. G. Watson. Cloud condensation Nuclei from biomass burning, in: Global Biomass Burning: Atmospheric, Climatic, and Biospheric Implications, edited by: Levine, J. S., pp. 431–440, MIT Press, Cambridge, MA, 1991.
- Rotunno R., J.B. Klemp and M.L. Weisman. A Theory for Strong, Long-Lived Squall Lines. *J. Atmos. Sci.*, 45, 463–485, 1988.
- Rudolph J., A. Khedim and B. Bonsang. Light Hydrocarbons in the Tropospheric Boundary Layer over Tropical Africa, *J. Geophys. Res.*, 97, 6181-6186, 1992.
- Ruellan S. and H. Cachier. Characterization of fresh particulate vehicular exhausts near a Paris high flow road, *Atmos. Environ.* 35, pp. 453–468, 2001.
- Ruellan, S., H. Cachier, A. Gaudichet, P. Masclet, and J.-P. Lacaux, Airborne aerosols over central Africa during the experiment for regional sources and sinks of oxidants (EXPRESSO), *J. Geophys. Res.*, 104, 30,673-30,690, 1999.

Russell L. M., S. F. Maria and S. C. B. Myneni. Mapping organic coatings on atmospheric particles. *Geophys. Res. Lett.*, 29(16), 1779, doi: 10.1029/2002GL014874, 2002.

S

- B. Sauvage, F. Gheusi, V. Thouret, J. -P. Cammas, J. Duron, J. Escobar, C. Mari, P. Mascart and V. Pont. Medium-range mid-tropospheric transport of ozone and precursors over Africa: two numerical case-studies in dry and wet seasons. *Atmospheric Chemistry and Physics Discussions*, Vol. 7, pp 4673-4703, 5-4-2007.
- Saxena P., and L. M. Hildemann, Water-soluble organics in atmospheric particles: A critical review of the literature and application of thermodynamics to identify candidate compounds, *J. Atmos. Chem.*, 24, 57-109, 1996.
- Saxena P., L.M. Hildemann, P.H. McMurry and J.H. Seinfeld. Organics alter hygroscopic behavior of atmospheric particles. *J. Geophys. Res.*, 100, 18755-18770, 1995.
- Scholes R.J., J. Kendall and C.O. Justice. The quantity of biomass burned in southern Africa. *Journal of Geophysical Research* 101 (D19): 23,667-23,676, 1996a.
- Scholes R.J., D.E. Ward and C.O. Justice. Emissions of trace gases and aerosol particles due to vegetation burning in southern hemisphere Africa. *Journal of Geophysical Research* 101 (D19): 23,677, 1996b.
- Schulz M., G. de Leeuw and Y. Balkanski, Sea-salt aerosol source functions and emissions, in *Emissions of Atmospheric Trace Compounds*, edited by C. Granier, P. Artaxo, & C. E. Reeves, pp. 333-359, Kluwer, Dordrecht, 2004.
- Schütz L. and M. Sebert. Mineral aerosols and source identification. *J. Aerosol Sci.* 18(1): 1–10, 1987.
- Schütz L. and R. Jaenicke. Saharan dust transport over the north atlantic Ocean, in *Desert Dust : Origin, Characteristics and effects on Man*, edited by T.L. Pewe, Spec. Pap. 186, pp. 87-100, Geol. Soc. AM. Boulder, Colorado, 1981.
- Schütz L. Long range transport of desert dust with special emphasis on the Sahara, *Annals New York Academy of sciences*, 515–532, 1980.
- Seiler W. and P. J. Crutzen. Estimates of gross and net fluxes of carbon between the biosphere and the atmosphere from biomass burning. *Climatic Change* 2, 207-247, 1980.
- Seinfeld J. H. and S. N. Pandis. *Atmospheric chemistry and physics: From air pollution to climate change*. New York: John Wiley, 1326 p., 1998.
- Seinfeld J.H. and S.N. Pandis. *Atmospheric Chemistry and Physics*. Wiley interscience pub, 1997.
- Semazzi F.H., B. Burns, N.H. Lin and J.K. Schemm. A MCG study of teleconnections between the continental climate of Africa and global sea surface temperatures anomalies. *J. Climate*, 9(10), 2480-2497, 1996.
- Setzer A. W. and M.C. Pereira. Operational detection of fires in Brazil with

- NOAA/AVHRR. In *Proceedings of the 4th International Symposium all Remote Sensing of Environment, Rio de Janeiro, RJ, Brazil* (Ann Arbor, MI: ERIM), pp. 469-482, 1991.
- Shi Z., D. Zhang, M. Hayashi, H. Ogata, H. Ji, W. Fujiie. Influences of sulfate and nitrate on the hygroscopic behaviour of coarse dust particles. *Atmospheric Environment* 42, 822–827, 2007.
- Shinozuka Y., A. D. Clarke, S. G. Howell, V. N. Kapustin, and B. J. Huebert, Sea-salt vertical profiles over the Southern and tropical Pacific oceans: Microphysics, optical properties, spatial variability, and variations with wind speed, *J. Geophys. Res.*, 109, D24201, doi:10.1029/2004JD004975, 2004.
- Sicre M. A., J. C. Marty, and A. Saliot, N-alkanes, fatty-acid esters, and fatty-acid salts in size fractionated aerosols collected over the Mediterranean Sea, *J. Geophys. Res.*, 95, 3649-3657, 1990.
- Sinha P., P. V. Hobbs, R. J. Yokelson, D. R. Blake, S. Gao, and T. W. Kirchstetter, Distributions of trace gases and aerosols during the dry biomass burning season in southern Africa, *J. Geophys. Res.*, 108, 4536, doi:10.1029/2003JD003691, 2003.
- Slinn W.G.N. Precipitation scavenging, in Atmospheric Sciences and Power Production-197, Chap. 11. Division of biomedical Environmental Research, U.S. Department of Energy, Washington, DC, 1983.
- Snider J.R. and J.L. Brenguier. Cloud condensation nuclei and cloud droplet measurements during ACE-2. *Tellus*, 52B(2), 828-842, 2000.
- Suhre K., C. Mari, T.S. Bates, J.E. Johnson, R. Rosset, Q. Wang, A.R. Bandy, D.R. Blake, S. Businger, F.L. Eisels, B.J. Huebert, G.L. Kok, R.L. III Mauldin, A.S.H. Prévôt, R.D. Schillawski, D.J. Tanner, and D.C. Thornton. Physico-chemical modeling of the first aerosol characterization experiment (ace 1) lagrangian b, 1. a moving column approach. *J. Geophys. Res.*, 103:16433–16455, 1998.
- Sultan B. et S. Janicot (2000), Abrupt shift of the ITCZ over West Africa and intra seasonal variability, *Geophysical Research Letter*, 27, 20, 3353-3356.
- T**
- Tegen I., M. Werner, S. P. Harrison, and K. E. Kohfeld, Relative importance of climate and land use in determining present and future global soil dust emission, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L05105, doi:10.1029/2003GL019216, 2004.
- Tegen I., Modeling the mineral dust aerosol cycle in the climate system, *Quaternary Science Reviews*, 22, 1821-1834, 2003.
- Tegen I., S. P. Harrison, K. Kohfeld, I. C. Prentice, M. Coe, and M. Heimann, Impact of vegetation and preferential source areas on global dust aerosol: Results from a model study, *J. Geophys. Res.*, 107, 4576, doi:10.1029/2001JD000963, 2002.
- Tegen I., P. Hollrig, M. Chin, I. Fung, D. Jacob, and J. Penner, Contribution of different

- aerosol species to the global aerosol extinction optical thickness: Estimates from model results, *J. Geophys. Res.*, 102, 23,895-23,915, 1997.
- Tegen I., S. P. Harrison, K. Kohfeld, I. C. Prentice, M. Coe, and M. Heimann. Impact of vegetation and preferential source areas on global dust aerosol: Results from a model study, *J. Geophys. Res.*, 107(D21), 4576, 2002a.
- Tegen I., S. P. Harrison, K. E. Kohfeld, I. C. Prentice, M. Coe and M. Heimann. Contribution of different aerosol species to the global aerosol extinction optical thickness: Estimation from model results. *J. Geophys. Res.*, 107, doi:10.1029/2001JD000963, 2002.
- Tervahattu H., K. Hartonen, V.M. Kerminen, K. Kupiainen, P. Aarnio, T. Koskentalo, A.F. Tuck and V. Vaidi. New evidence of an organic layer on marine aerosols. *J. Geophys. Res.* 107, NO. D7, 10.1029/2000JD000282, 2002a.
- Tervahattu H., J. Juhanoja, and K. Kupiainen, Identification of an organic coating on marine aerosol particles by TOF-SIMS, *J. Geophys. Res.*, 107, 4319, doi:10.1029/2001JD001403, 2002b.
- Thorncroft C.D. and M. Blackburn. Maintenance of the African easterly waves, Part I : A linear view, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 125, 763-786, 1999.
- Tompkins A. M., C. Cardinali, J.-J. Morcrette, M. Rodwell. Influence of aerosol climatology on forecasts of the African Easterly Jet. *Geophys. Res. Lett.*, 32, L10801, 2005a.
- Torres O., P.K. Bhartia, J.R. Herman, Z. Ahmad and J. Gleason. Derivation of Aerosol Properties from Satellite measurements of Backscattered Ultraviolet Radiation. Theoretical Basis," *J. Geophys. Res.*, 103, 17,099- 17,110, 1998.
- Tost H., P. Jöckel, A. Kerkweg, R. Sander, and J. Lelieveld. Technical note: A new comprehensive scavenging submodel for global atmospheric chemistry modelling. *Atmos. Chem. Phys.*, 6, 565-574, 2006.
- Trigo T.F., D.F. DaCamara, P.~Viterbo, J.L. Roujean, F.~Olesen, F.~Camacho de~Coca, B.~Geiger, F.~Gellens-Meulenberghs, J.~Meliá, and N.~Siljamo. The satellite application facility on land surface analysis. *Bull. Am. Meteor. Soc.*, submitted, 2007.
- Trochkine D., Y. Iwasaka, A. Matsuki, M. Yamada, Y. S. Kim, T. Nagatani, D. Zhang, G. Y. Shi and Z. Shen. Mineral aerosol particles collected in Dunhuang, China, and their comparison with chemically modified particles collected over Japan, *J. Geophys. Res.*, 108, 8642, doi:10.1029/2002JD003268, 2003.
- Trudi A. S., M.E. Wise, S.T. Martin, L.M. Russell and P.R. Buseck. Water uptake characteristics of individual atmospheric particles having coatings, *Atmospheric Environment*, Vol 41, 29, 6225-6235, 2007.
- Tucillo J.J. Parametrisations of physical processes in NMC's Nested grid model. Preprint,

- 8th conference on numerical weather prediction, Feb 22-26, Baltimore MD, 238-243, 1988.
- Tulet P., M. Mallet, V. Pont, J. Pelon and A. Boone. The 7-12 March dusty storm over West Africa: Mineral dust generation and layering. Submitting, 2008.
- Tulet P., V. Crassier, F. Cousin, K. Shure, and R. Rosset. Orilam, a three moment lognormal aerosol scheme for mesoscale atmospheric model. on-line coupling into the mesonh-c model and validation on the escompte campaign. *J. Geophys. Res.*, 110, doi:10.1029/2004JD005716, 2005.
- Tulet P., V. Crassier, F. Solmon, D. Guedalia, and R. Rosset. Description of the mesoscale nonhydrostatic chemistry model and application to a transboundary pollution episode between northern france and southern england. *J. Geophys. Res.*, 108:D1, 4021, 2003.
- Twomey S. The influence of pollution on the shortwave albedo of clouds. *J. Atmos. Sci.*, 34, 1149-1152, 1977.
- Twomey S., Composition of cloud nuclei, *J. Atmos. Sci.*, 28, 377-381, 1971.
- Twomey S. and J. Warner. Comparison of measurement of cloud droplet and cloud nuclei. *J. Atmos. Sci.*, 24, 702-703, 1967.

U

- Umbría A., M. Galán, M.J. Munoz and R. Martín. Characterization of atmospheric particles: analysis of particles in the Campo de Gibraltar. *Atmósfera*, 191-206, 2004.

V

- Villani P., D. Picard, N. Marchand and P. Laj. Design and Validation of a 6-Volatility Tandem Differential Mobility Analyzer (VTDMA). *Aerosol Sci. Technol.* Vol. 41, No. 10, p. 898-906, DOI 10.1080/02786820701534593 (Taylor-Francis), 2007.

W

- Wang G. and E. Eltahir. Biosphere-atmosphere interactions over West Africa. II : Multiple climate equilibria, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 126, 1262-1280, 2000.
- Warneck P. *Chemistry of the Natural Atmosphere*. International Geophysics Series, **41**, Academic Press, New York, 753p, 1988.
- Warner J. and S. Twomey, The production of cloud nuclei by cane fires and the effect on cloud droplet concentration, *J. Atmos. Sci.*, 24, 704–706, 1967.
- Webster P., V. Magana, T. Palmer, J. Shukla, A. Tomas, and T. Yasunari. Monsoons: Processes, predictability, and the prospects for prediction, *J. Geophys. Res.*, 14, 14451-14510, 1998
- Werner M., I. Tegen, S. P. Harrison, K. E. Kohfeld, I. C. Prentice, Y. Balkanski, H. Rodh, and C. Roelandt. Seasonal and interannual variability of the mineral dust cycle under present and glacial climate conditions, *J. Geophys. Res.*, 107, 4744,

- doi:10.1029/2002JD002365, 2002.
- Whitby K. T. Physical characteristics of sulfur aerosols, *Atmos. Environ.*, 12, 135-159, 1978.
- Willeke K. and P.A. Baron. Aerosol measurement: Principles Techniques and applications. J. Wiley & sons, 1992.
- Winkler P. The growth of atmospheric aerosol particles as a function of the relative humidity-II. An improved concept of mixed nuclei, *Aerosol Science*, 4, 373-387, 1973.
- Wurzler S., T.G. Reisin and Z. Levin, Modification of mineral dust particles by cloud processing and subsequent effects on drop size distributions, *Journal of Geophysical Research* **105** (D4), pp. 4501–4512, 2000.
- X**
- Xue Y., H.-M. H. Juang, W.-P. Li, S. Prince, R. DeFries, Y. Jiao and R. Vasic, Role of land surface processes in monsoon development : East Asia and West Africa, *J. Geophys. Res.*, 109, doi :10.1029/2003JD003,556, 2004.
- Y**
- Yin Y., S. Wurzler, Z. Levin and T. G. Reisin. Interactions of mineral dust particles and clouds: Effects on precipitation and cloud optical properties, *J. Geophys. Res.*, 107, 4724, doi:10.1029/2001JD001544, 2002.
- Z**
- Zappoli S., A. Andracchio, S. Fuzzi, M. C. Facchini, A. Gelencser, G. Kiss, Z. Krivacsy, A. Molnar, E. Meszaros, H.-C. Hansson, K. Rosman and Y. Zebühr. Inorganic, organic and macromolecular components of fine aerosol in different areas of Europe in relation to their water solubility, *Atmos. Environ.*, 33, 2733-2743, 1999.
- Zender C. S., R. L. Miller and I. Tegen, Quantifying mineral dust mass budgets: Terminology, constraints, and current estimates, *Eos Trans. AGU*, 85, 509&512, 2004.
- Zender C. S., D. Newman, and O. Torres. Spatial heterogeneity in aeolian erodibility: Uniform, topographic, geomorphologic, and hydrologic hypotheses, *J. Geophys. Res.*, 108(D17), 4543, 2003a.
- Zender C. S., H. S. Bian and D. Newman, Mineral Dust Entrainment and Deposition (DEAD) model: Description and 1990s dust climatology, *J. Geophys. Res.*, 108, 4416, doi:10.1029/2002JD002775, 2003.
- Zheng, X. and E.A.B Eltahir. The role of vegetation in the dynamics of West African monsoons, *J. Climate*, 11(8), 2078-2096, 1998.
- Zhuang H., C.K. Chan, M. Fang and A.S. Wexler. Size distributions of particulate sulfate, nitrate, and ammonium at a coastal site in Hong Kong. *Atmospheric Environment*, Vol. 33, 6, pp. 843-853(11), 1999.

Zipser E. J. Mesoscale and convective-scale downdrafts as distinct components of squall-line circulation. *Mon. Wea. Rev.*, 105, 1568–1589, 1977.

Impact des systèmes convectifs sur les propriétés hygroscopiques des aérosols : Analyse de deux cas d'étude durant la campagne AMMA.

Suzanne CRUMEYROLLE

In West Africa, three types of aerosols prevail: desert dusts, biomass burning particles and sea salts. The mixing of these three types of particles may have consequences on atmospheric radiative properties and on cloud formation and precipitation. Within the framework of AMMA (African Monsoon Multidisciplinary Analyses) and to better characterize these particles, an isokinetic inlet as well as an instrumental platform were developed and deployed in the French research aircraft (ATR-42). Two study cases (July SOP1 and August SOP2 2006) illustrate the impact of the meso-scale convective systems (MCS) on the hygroscopic properties of particles. The observed results show an increase of particle hygroscopic properties due to the coating of soluble elements (sulfate, nitrate and chloride). Then, the simulation of the first study case shows the mixing of soluble elements and desert dusts in aqueous phase (i.e. cloud droplets). After evaporation, dust particles coated with soluble elements are released in the atmosphere.

AUTEUR :	Suzanne CRUMEYROLLE
TITRE :	Impact des systèmes convectifs sur les propriétés hygroscopiques des aérosols : Analyse de deux cas d'étude durant la campagne AMMA.
DIRECTEUR DE THESE :	Jean-Louis BRENGUIER Laurent GOMES
LIEU ET DATE DE SOUTENANCE :	Centre National de Recherches Météorologiques, Météo-France, 23 juin 2008

RESUME :

En Afrique de l'ouest, trois types d'aérosols prédominent : les poussières désertiques, les aérosols de feu de biomasse et les sels marins. Le mélange de ces trois types de particules d'aérosols peut impacter à divers degrés les propriétés radiatives de l'atmosphère ainsi que la formation et la précipitation des nuages. Dans le cadre de la campagne de mesures AMMA (Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine) et pour caractériser au mieux ces particules, une veine de prélèvement ainsi qu'une plate-forme instrumentale ont été développés et implantées dans un avion de recherche, l'ATR-42. Deux cas d'étude ont été sélectionnés, en juillet (SOP1) et en août (SOP2) 2006 afin de comprendre l'impact des systèmes convectif de méso-échelle (MCS) sur les propriétés hygroscopiques des aérosols. Les résultats des observations montrent une augmentation des propriétés hygroscopiques des particules due à la présence d'une pellicule de surface composée d'éléments solubles (sulfate, nitrate et chlorure). De façon à mettre en évidence les processus responsables de ces modifications, une simulation numérique a été réalisée. Cette simulation permet de décrire le mélange qui s'opère en phase aqueuse entre des éléments solubles et des poussières désertiques lesquelles, après évaporation, se recouvrent d'une pellicule de surface avant d'être réinjectées dans l'atmosphère.

MOTS CLES : aérosol, système convectif de méso-échelle (MCS), pellicule de surface, hygroscopicité, poussières désertiques.

DISCIPLINE :	Physique de l'atmosphère
INTITULE ET ADRESSE DU LABORATOIRE :	Centre National de Recherches Météorologiques, Météo-France, 42 Avenue Gaspard Coriolis, 31057 TOULOUSE Cedex 1, FRANCE