

REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE
MINISTERE DE L'ENSEIGNEMENT SUPERIEUR
ET DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE
Université de BLIDA SAAD DAHLAB



Institut d'Aéronautique et des Sciences Spatiales

Mémoire De Fin d'Etudes

Pour l'Obtention d'un Diplôme Master En Aéronautique

Option: Operations Aérienne

THEME :

« Distribution Verticale Des Aérosols Désertiques :

Validation sur un cas d'étude»

Dirigé par :

Prh : RZZOUG .T

Dr :MOKHTARI . M

Présenté par :

Melle : OULEBSSIR Karima

Septembre 2013

Résumé

Le cycle atmosphérique de l'aérosol désertique a été intégré dans le modèle ALADIN (Aire Limitée Adaptation Dynamique Développement International) couplé au schéma de surface SURFEX. Ce système couplé permet la prévision des flux d'émission des poussières désertiques, des concentrations massiques, des épaisseurs optiques (AOD), des coefficients d'extinction...etc (Mokhtari et al.2011). Une étude de validation a été réalisée à partir des images satellites (MODIS et MSG-SEVIRI) et des mesures photomètres des épaisseurs optiques (Mokhtari et al.2011).

Ce sujet a été proposé dans le but d'élargir cette validation en prenant en compte la distribution verticale de l'aérosol désertique représentée par les coefficients d'extinctions. Cette validation sera effectuée par rapport aux mesures LIDAR (Light Detection And Ranging) des extinctions disponibles dans la base de données AMMA (Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africain database.amma-international.org), pour une estimation objective de la visibilité horizontale, qui est un paramètre important pour la navigation aérienne.

Abstract

The atmospheric cycle of desert aerosol has been integrated into the ALADIN (Aire Limitée Adaptation Dynamique International Development) model coupled to surface scheme SURFEX. This coupled system allows the prediction of desert dust emission flux, mass concentrations, optical thickness (AOD), the extinction coefficients ... etc. (Mokhtari et al .2011). A validation study was carried out using satellite images (MODIS and MSG-SEVIRI) and photometer measurements of optical thickness (Mokhtari and al.2011).

This topic has been proposed in order to extend this validation taking into account the vertical distribution of desert aerosol represented by the extinction coefficients. This validation will be performed against the LIDAR (Light Detection And Ranging) extinctions available in the AMMA database (Monsoon Multidisciplinary Analysis database.amma African-international.org), for an objective assessment of horizontal visibility, which is an important parameter for air navigation.

تم دمج دورة حبيبات الرمل الصحراوي في الغلاف الجوي في النموذج الجوي ALADIN المدمج مع النموذج السطحي SURFAEX هذا النموذج الجوي يمكن من التنبؤ بتراكيز حبيبات الرمل الصحراوي في الغلاف الجوي, التركيز الكتلي, معرفة السمك البصري AERONET و أيضا معاملات تخادمها... الخ . دراسات تحقيقية اجريت للتأكد من صحة هذه التنبؤات بالمقارنة مع صور الأقمار

الصناعية MSG-SEVRE MODIS من جهة و قياسات القمر الصناعي

للسمك البصري من(مختاري و أخرون2012) و الرؤية الأفقية (ميكحلية و هلال 2012) يأتي هدف هذا الموضوع لتوسيع نطاق

المصادقة بأخذ بعين الاعتبار التوزيع الأفقي لحبيبة الغبار الممثلة بمعامل التخادم . هذا التحقق سيتم بالمقارنة مع قياسات

LIDAR للتخادم المتوفرة في قاعدة البيانات AMMA

لإجراء تقييم موضوعي لمدى الرؤية الأقبية التي هي هامة للملاحة الج

REMERCIEMENT

Je tiens à remercier le bon Dieu de m'avoir donné le courage, la patience et la capacité de mener ce travail à terme.

J'adresse mes sincères remerciements à mon promoteur Mr REZOUG à qui je tiens à exprimer, ma profonde gratitude pour leur suivie durant toute la période de ce travail et pour leur conseils juste pour me tenir la main vers le meilleur.

Mes remerciements les plus particuliers à Mr MOUKHTARI d'avoir eu l'amabilité d'encadrer cette thèse et pour leur énorme aide et leur précieux conseils prodigué qui non jamais de cessé aissi qu' à leur constante disponibilité durant toute la période de préparation de ce projet .

je tien à remercier Mr HAMADACHE, Directeur du Centre National des Prévision Météorologique de ONM pour m'avoir accueillie au sein du laboratoire de Prévision Numérique du Temps (PNT).

A toute la famille de l'ONM et particulièrement à l'équipe de la PNT qui m'ont accueillies parmi eux tous m'en offrent les meilleures conditions de travail.

A tous ce qui ont contribué de près ou de loin à la réalisation de ce travail.

Karima OULEBSIR

Dédicaces

*Je dédie ce travail en guise de reconnaissance et de respect à **mes chers parents** en premier lieux qui m'ont beaucoup aidé et soutenu dans les moments difficiles.*

A ma sœur SAFIA qui ma soutenu, encouragé et aidai tout au long de mon cursus.

Mes petits frères : TAHAR et MEROINE, que je leurs souhaite la réussite dans leur études.

A mes oncles et tantes qui mon soutenues tous au long de mon parcours et dont ma réussite et très importante pour eux, ainsi qu'à tous mes cousins .

Ainsi pour mais amis ici à BLIDA (DJEDJIGA , NADIA et tous mais amis du département aéronautique et ceux de la résidence universitaire .Sont oublier mes amis de l'université de BEJAJA (MIADA , ROSA , JUGURTA , et SAID) qui m'on soutenue et encourager malgré tous cette énorme distance.

KARIMA

Table de matière

TABLE DE MATIERE

TITRE	PAGE
Introduction générale	1
CHAPITRE 1 : GENERALITES SUR LES AEROSOLS.....	3-15
1.1 Introduction.....	3
1.2 L'impact des aérosols sur le climat et sur l'environnement.....	3
1.3 Cycle des aérosols désertiques	5
1.3.1 Le soulèvement en zone source	6
1.3.2 Le transport	8
1.3.2.1Transport transatlantique	9
1.3.2.2Transport Méditerranéen	9
1.3.2.3Transport vers le moyen Orient.....	9
1.3.3Le dépôt des aérosols désertiques	10
1.4 La visibilité.....	11
1.4.1Définitions	11
1.4.1.1 Définition météorologique.....	11
1.4.1.2 Définition aéronautique.....	11
1.4.1.2.1 La visibilité	11
1.4.1.2.2 Visibilité dominante	12
1.4.1.2.3 Portée visuelle de piste (RVR).....	12
1.4.1.2.4 Portée visuelle oblique (SVR).....	12
1.4.1.2.5 Portée optique météorologique (POM).....	12
1.4.3 Mesure de la visibilité.....	12
1.4.4 Méthodes de transmission et de compte rendu	13
1.4.2 Conditions météorologiques réduisant la visibilité	14
1.5Conclusion	14
CHAPITRE 2 : METHODES D'OBSERVATION DU CYCLE DES AEROSOLS DESERTIQUES.....	16-26
1.2 Introduction.....	16
2.2 Les observations au sol.....	16
2.2.1 Le réseau AERONET/PHOTON:.....	16
2.2.2 TEOM	18

2.2.3 Les mesures de réduction de visibilité.....	19
2.2.3.1 Le transmissiomètre	19
1.2.3.2 Le diffusomètre optique.....	20
1.2.3.3 Le célomètre	21
2.3 Les observations Spatiales	22
2.3.1 MODIS	22
2.3.2SEVIRI	22
2.3.3CALIOP et IIR	23
2.4 Les observations aéroportées.....	24
2.4.1 Le Falcon	24
2.4.2 L'ATR 42	25
2.5Conclusion.....	26
CHAPITRE 3 : LA MODELISATION DU CYCLE DES AEROSOLS DESERTIQUES	27-42
3.1Introduction	27
3.2 Le modèle ALADIN.....	27
3.3Dynamique du modèle.....	27
3.4 Les équations primitives	28
3.5 Traitement du cycle atmosphérique des poussières dans ALADIN	34
3.5.1 Le modèle log-normal ORILAM	35
3.5.1.1 Dépôt sec des poussières désertiques	37
3.5.1.2Dépôt sec à la surface	37
3.5.1.3Sédimentation.....	39
3.5.1.4 Traitement du dépôt humide des aérosols désertiques dans ALADIN.....	40
3.6Conclusion	42
CHAPITRE 4 : validation des coefficients d'extinctions	43-53
3.1 Introduction.....	43
3.2 La campagne AMMA	43
3.2.1 Les périodes d'observation AMMA	43
3.3 Extraction des données LIDAR.....	44
3.3.1 Recensement des épisodes de poussières durant la période SOP.....	45
3.3.2 Traitement des données AOD.....	46
3.3.3 Cartes d'AOD observées par AQUA/MODIS et simulées par ALADIN	49
3.4 Les profils d'extinction	50

3.5 Conclusion	53
Chapitre 05 Etude de la situation météorologique des 23-24 avri 2013	54-64
5.1 Analyse synoptique de la situation des 23-24 avril 2013	54
5.2 Flux et concentrations de surface	55
5.3 Les épaisseurs optiques	58
5.4 Visibilités	60
Conclusion général	65

Liste des figures

Figure	page
Figure 1.1 : impact d'une couche d'aérosols sur le rayonnement solaire et terrestre.....	4
Figure 1.2 : Schéma du cycle de vie des aérosols.....	6
Figure 1.3: les principaux processus intervenant dans l'émission des aérosols désertiques	7
Figure 1.4: Localisation des zones sources d'émission de poussière désertique en Afrique du nord	8
Figure 1.5: Illustration des principales trajectoires de transport des panaches d'aérosols désertiques depuis l'Afrique du nord.....	10
Figure 2.1 : Distribution des stations AERONET dans le monde.....	16
Figure 2.2 : Instrument photomètre solaire utilisé dans le réseau AERONET.....	17
Figure 2.3: mesures par luminance du ciel	18
Figure 2.4 : Instrument TEOM.....	19
Figure 2.5 : Transmissiomètre au bord de piste.....	20
Figure 2.6: Schémas de deux types de transmissiomètre.....	20
Figure 2.7 : Diffusomètre.....	21
Figure 2.8 : Célomètre télémètre laser.....	21
Figure 2.9: Schéma fonctionnel du LIDAR RETRODIFFUSION.....	24
Figure 2.10 : le falcon 20 français à gauche ,le LEADER 2 embarqué à bord du le falcon 20 au milieu et le dropsonde à droite	25
Figure 2.11 : L'ATR 42 au sol avant le décollage à Niamey (à gauche) et Veine AVIRAD de prélèvement (à droite).....	26
Figure 3.1 : Géométrie des zones d'intérêt météorologique (C), d'extension (E) et de relaxation aux frontières (I), dans le modèle Aladin.....	32
Figure 3.2 : Organisation du pas de temps dans ALADIN	34
Figure 3.3 : Fractions des couvert « COVER004 » et « COVER005 » relatifs, respectivement, aux sols nus et rocailloux pour l'Afrique du nord.....	36
Figure 3.4: Schéma des processus physiques relatifs aux aérosols désertiques traités dans Aladin.....	40

Liste des figures

Figure 4.1 : Les périodes d'observations d'AMMA.....	44
Figure 4.2: Evolution des épaisseurs optiques durant le mois de juin 2006 pour la station de Banizoumbou.....	47
Figure 4.3: Evolution des épaisseurs optiques durant la journée de 10 juin 2006 pour la station de Banizoumbou.....	48
Figure 4.4: Evolution des épaisseurs optiques durant la journée de 11 juin 2006 pour la station de Banizoumbou.....	48
Figure 3.5: Moyenne journalière des épaisseurs optiques observée par MODIS ordinaire (à gauche) et MODIS Deep Blue (à droite). Les valeurs sont moyennées pour la période 10-11 juin 2006.....	50
Figure 3.6: Moyenne journalière des épaisseurs optiques simulée par ALADIN pour la période 10-11 juin 2006.....	50
Figure 4.7 : Profils d'extinctions simulés par ALADIN (en rouge) et observés (en bleu) pour les journées 10 (haut) et 11 (bas) juin 2006 pour la station de Banizoumbou. A gauche de la figure montre l'échéance 6 :00 heures et à droite c'est l'échéance 18 :00 heures.....	52
Figure 4.8 : Couverture nuageuse observée par AQUA/MODIS les journées de 10 (à gauche) et 11 (à droite) juin 2006.....	52
Figure 5.1: Géopotential en mgp (traits noir), températures en °c (traits rouges) et humidité en % (en shaded) à 500 hPa pour la journée de 23 avril 2013 à 18 h UTC	54
Figure 5.2: Pression réduite au niveau de la mer (MSLP) en hPa, direction et vitesse du vent pour la journée de 23 avril 2013 à 18 h UTC	55
Figure 5.3: Flux de surface des poussières désertiques accumulé valide pour le 23 avril 2013 à 18 UTC	56
Figure 5.4: Flux de surface des poussières désertiques accumulé valide pour le 24 avril 2013 à 18 UTC	56
Figure 5.5: Flux de surface des poussières désertiques accumulé valide pour le 24 avril 2013 à 18 UTC	57
Figure 5.6: Flux de surface des poussières désertiques accumulé valide pour le 24 avril 2013 à 18 UTC	58
Figure 5.7 : Images composites RGB de MSG à gauche. A droite sont représentées les épaisseurs optiques simulées par ALADIN pour les journées du 23 et 24 avril 2013 à 18 UTC	59

Liste des figures

Figure 5.8: Visibilités observées (en m) et simulées par ALADIN (isolignes en km) valide pour la journée du 23 avril 2013 à 12:00 h	61
Figure 5.9: Visibilités observées (en m) et simulées par ALADIN (isolignes en km) valide pour la journée du 23 avril 2013 à 15 :00 h.....	61
Figure 5.10: Visibilités observées (en m) et simulées par ALADIN (isolignes en km) valide pour la journée du 23 avril 2013 à 18 :00 h	62
Figure 5.11: Visibilités observées (en m) et simulées par ALADIN (isolignes en km) valide pour la journée du 24 avril 2013 à 12 :00 h	62
Figure 5.12: Visibilités observées (en m) et simulées par ALADIN (isolignes en km) valide pour la journée du 24 avril 2013 à 15 :00 h	63
Figure 5.13: Visibilités observées (en m) et simulées par ALADIN (isolignes en km) valide pour la journée du 24 avril 2013 à 18 :00 h	63

Liste des abréviations

Liste des abréviations.

AERONET	AERosol RObotic NETwork
ALADIN	Air Limitée Adaptation dynamique Développement International
AMMA	Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine
AOD	Aerosol optical depth
ATR	Avion de transport regional
CALIPSO	Cloud Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observation
CALIOP	Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization
CAVOC	Ceiling And Visibility OK
CIE	Commission internationale de l'éclairage
CNES	Centre National d'Etudes Spatiales
CNRM	Centre National de Recherches Météorologiques
DEAD	Dust Entrainment And Deposition
EOP	Extended Observing Period
IIR	Ifra-red Imager Radiomètre
INSU	Institut Nationale des Sciences de l'Univers
ISBA	Interaction Soil Biosphere Atmosphere
LEANDRE	Lidar pour l'Etude des interactions Aérosols Nuages Dynamique Rayonnement et cycle de l'Eau
LIDAR	LIght Detection And Ranging
LISA	Laboratoire Inter-Universitaire des Systèmes Atmosphériques.
LOA	Laboratoire d'Optique Atmosphérique
LOP	Long term Observing Period
MesoNH	Mesoscale Non-Hydrostatic atmospheric model
METAR	METéo d'Arrivée
MODIS	Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer
ONM	office national de la météorologie
POM	Portée optique météorologique
PVP	portée visuelle de piste
RVR	Portée visuelle de piste
SAFIR	Service des Avions Français Instrumentés pour la recherche en environnement
SEVIRI	Spinning Enhanced Visible and Infra Red Imager
SIGMET	SIGNificatifMETéo
SOP	Special Observing Period

Liste des abréviations.

SPECI	SPECIfique
SURFEX	SURFace Externalisée
SVR	Portée visuelle oblique
TAF	Terrain ArrivalForecast
TEMSI	TEMps Significatif
TEND	TENDances
TEOM	Tapered Element Oscillating Microbalance
UTC	Co-ordinated Universal Time
WMO	l'Organisation Météorologique Mondiale
ZCIT	zone de convergence intertropicale

Chapitre 05

Etude de la situation météorologique des 23-24 avril 2013

5.1 Analyse synoptique de la situation des 23-24 avril 2013

La situation météorologique du 23, 24 avril 2013 est caractérisée en altitude (500 hPa) par un minimum de géopotential (5560 mgp) centré sur la Méditerranée se prolongeant par un thalweg sur le nord de l'Algérie jusqu'au Sahara central. Cette situation génère un flux de sud-ouest perturbé s'étendant du centre Sahara à la Méditerranée en passant par les côtes centre et est de pays (figure 5.1). Associé à ce minimum d'altitude, on retrouve en surface une dépression relativement creuse (1000 hPa), centrée sur le Sahara (Figure 5.2), générant des vents forts dépassant 80 km/h sur la région d'Adrar et In Salah accompagnés de fortes soulèvement du sable sur ces régions.

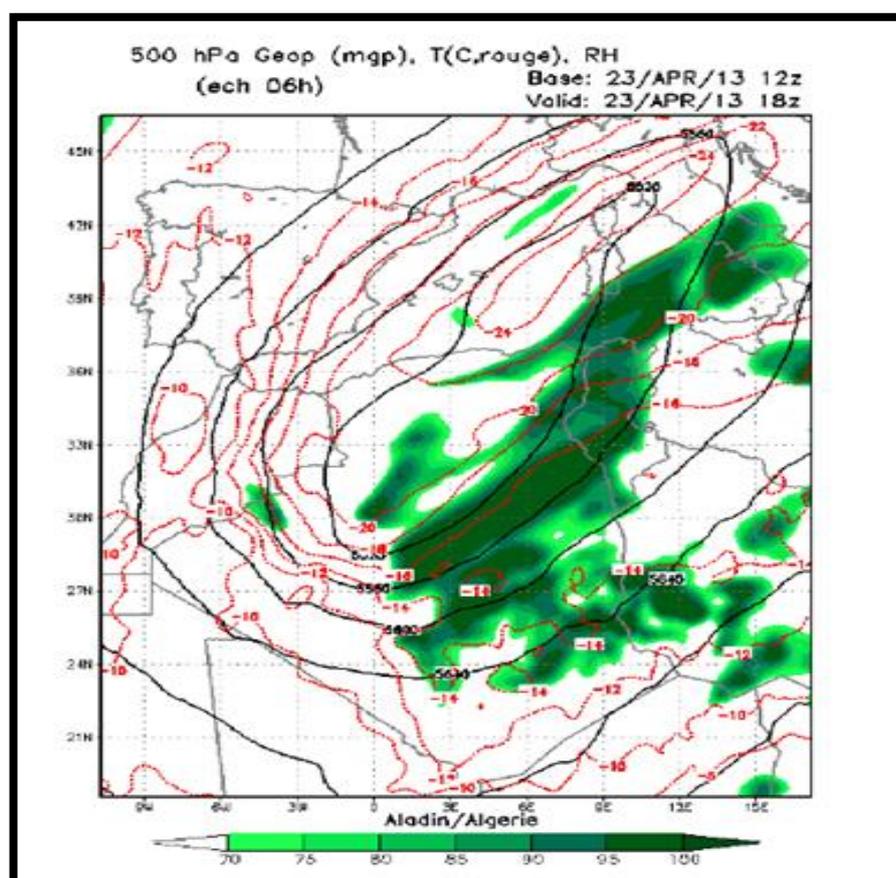


Figure 5.1: Géopotential en mgp (traits noir), températures en °c (traits rouges) et humidité en % (en shaded) à 500 hPa pour la journée de 23 avril 2013 à 18 h UTC

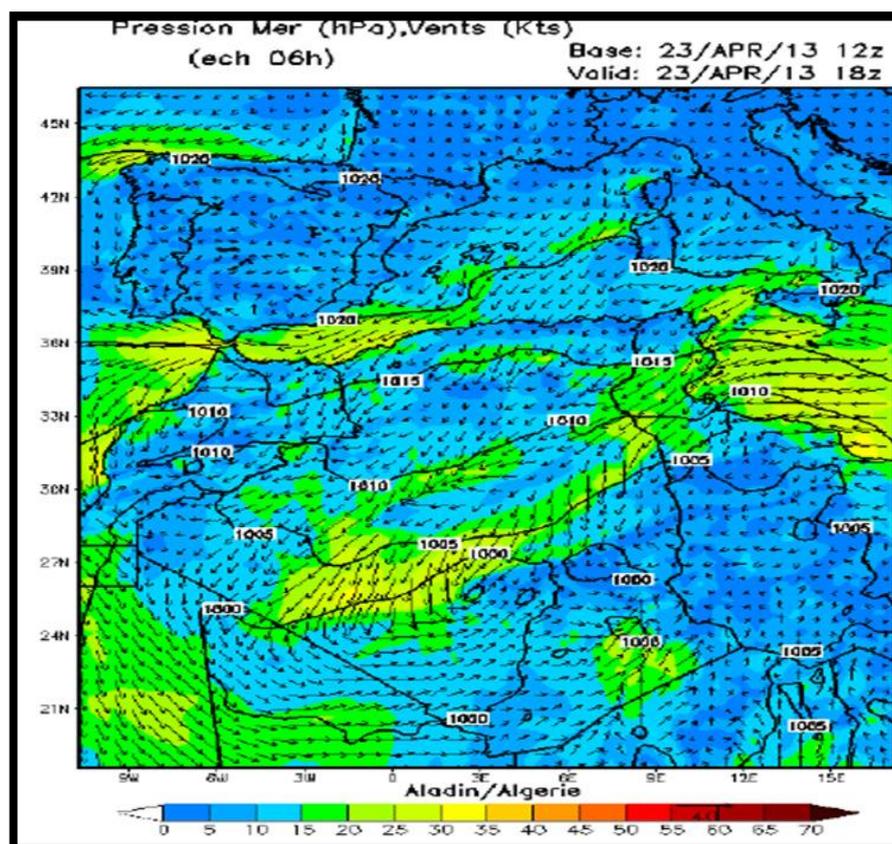


Figure 5.2: Pression réduite au niveau de la mer (MSLP) en hPa, direction et vitesse du vent pour la journée de 23 avril 2013 à 18 h UTC.

5.2 Flux et concentrations de surface

La figure 5.3 montre le flux de surface des poussières désertiques accumulé en 18 heures (en $\text{g.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$) valide pour la journée du 23 avril 2013 à 18 UTC. On remarque des soulèvements importants de poussière dans une grande partie du Sahara Algérien. Ces zones de soulèvement se coïncident avec celles où le vent dépasse 15 Kts ($\approx 7.5 \text{ m/s}$). Ce qui confirme la corrélation entre la vitesse de vents et le flux surface.

Le maximum du flux de surface atteint $14 \text{ g.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ a été simulé à In Salah. Des flux importants de magnitude situés entre 6 à $10 \text{ g.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ sont enregistrés dans la région d'Adrar. Sur les régions de Ouargla, Touggourt et El oued les flux de surfaces sont de l'ordre de 1.5 à $4 \text{ g.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$. Des flux ne dépassant pas $0.5 \text{ g.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ sont simulés dans l'extrême sud de l'Algérie et le sud ouest dans le frontière Algério-Malienne.

Pour la journée du 24 avril 2013, on enregistre la diminution de l'intensité des flux de surface sur tout le Sahara Algérien (Figure 5.4). Le maximum simulé ne dépasse pas $1 \text{ g.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ et il est localisé dans les régions d'El Goléa et Hassi Messaoud.

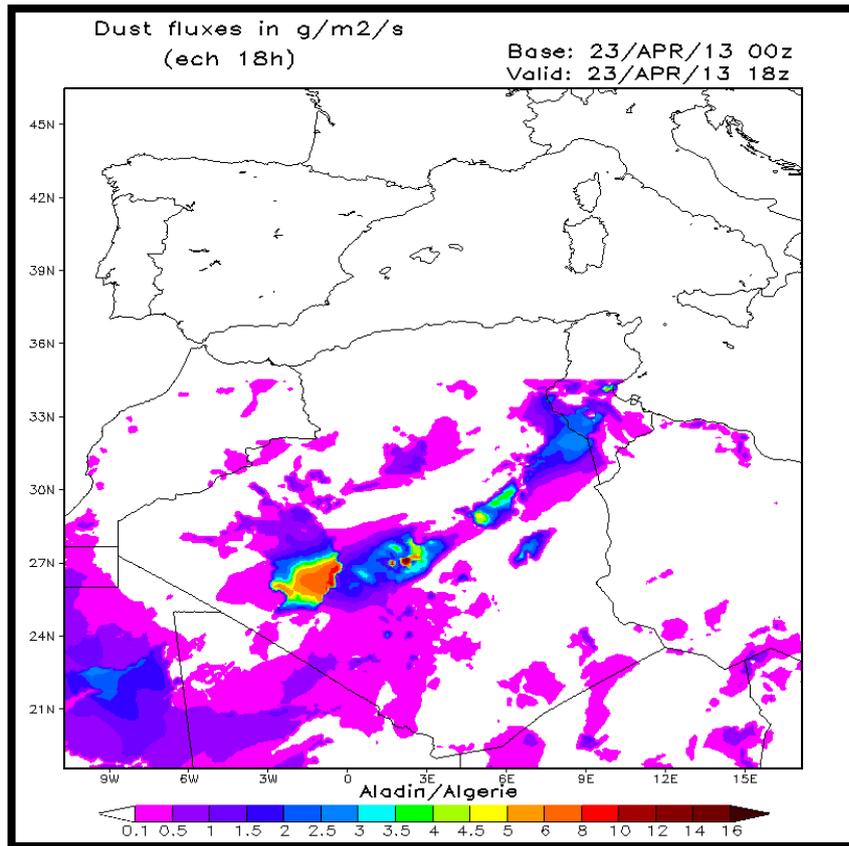


Figure 5.3: Flux de surface des poussières désertiques accumulé valide pour le 23 avril 2013 à 18 UTC

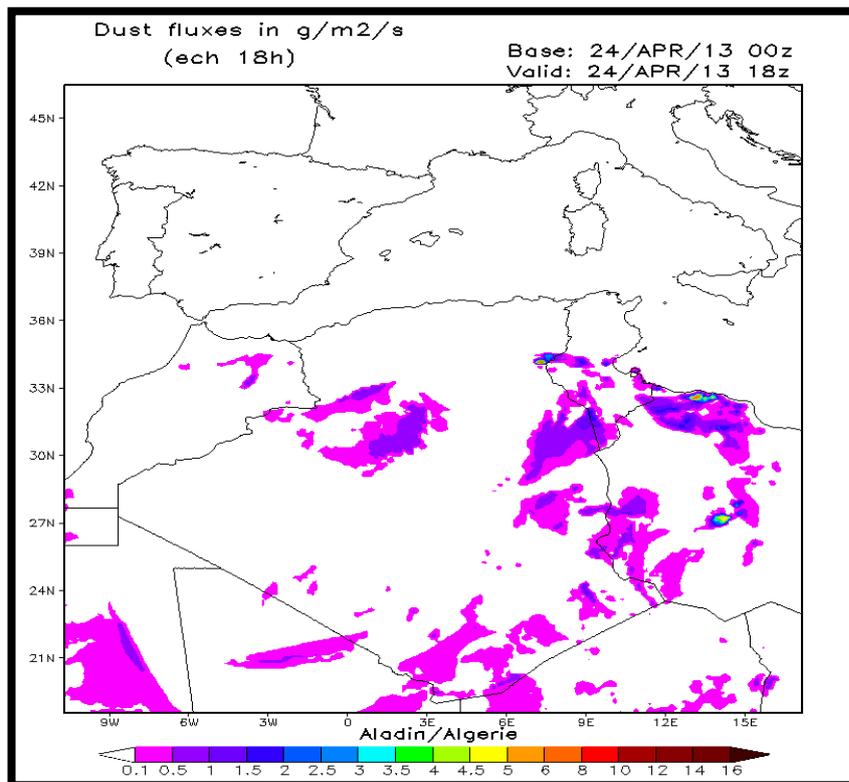


Figure 5.4: Flux de surface des poussières désertiques accumulé valide pour le 24 avril 2013 à 18 UTC

La figure 5.5 montre les concentrations de surface des poussières désertiques (en $\text{mg}\cdot\text{m}^{-3}$) valide pour la journée du 23 avril 2013 à 18 UTC. Des fortes concentrations de poussière sont simulées sur l'axe El oued, Ouargla, Timimoune, Adrar jusqu'à la frontière nord Algéro-Malienne. Le maximum de concentration est localisé à l'ouest de la wilaya d'Adrar et atteint $10 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-3}$.

En ce qui concerne la journée du 24 avril 2013, on enregistre la diminution de l'intensité des concentrations de poussière sur tout le Sahara Algérien (Figure 5.6) et le système est passé progressivement vers nord-est vers la Tunisie et la Lybie.

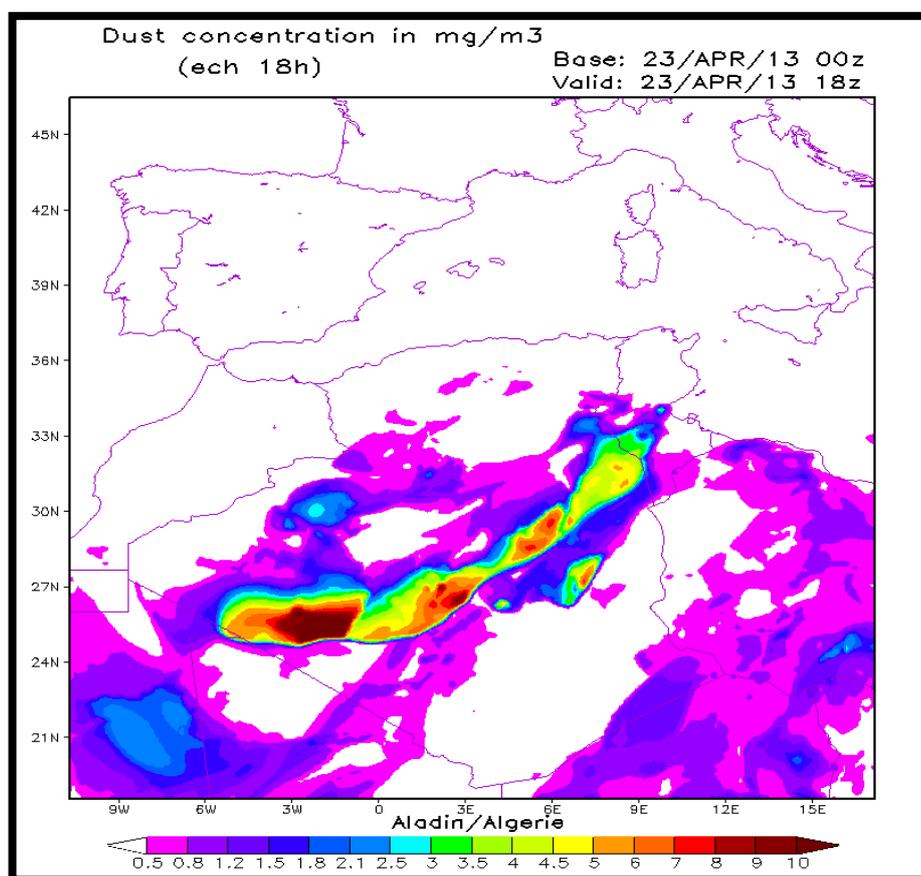


Figure 5.5: Flux de surface des poussières désertiques accumulé valide pour le 24 avril 2013 à 18 UTC

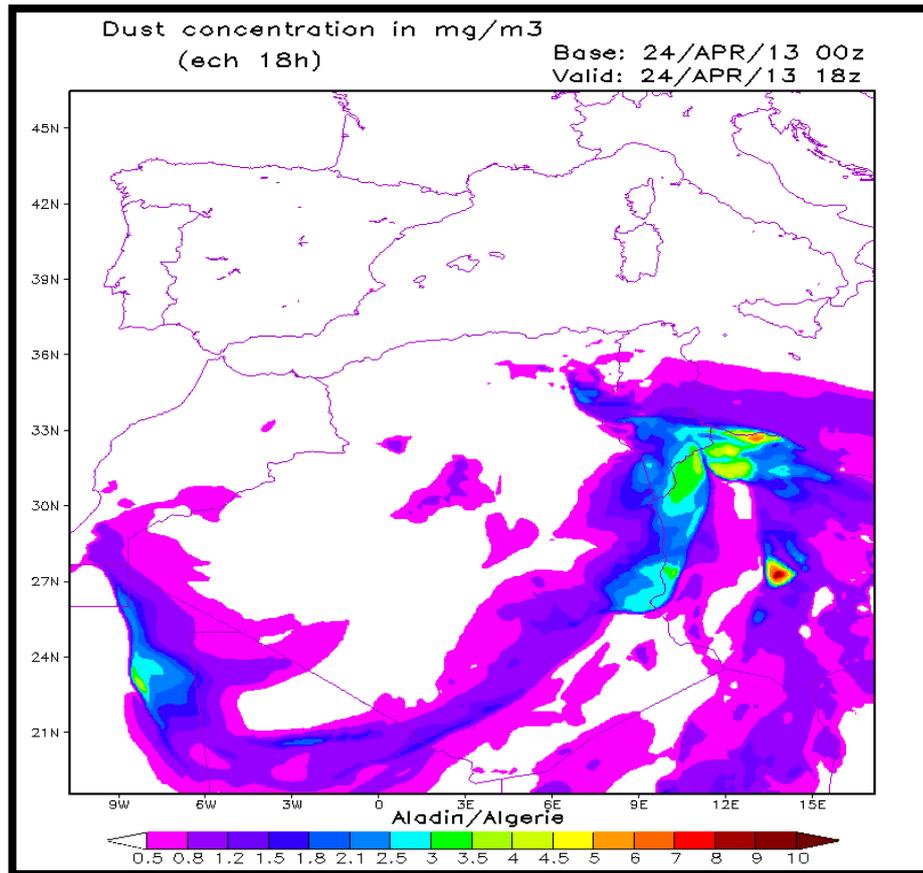


Figure 5.6: Flux de surface des poussières désertiques accumulé valide pour le 24 avril 2013 à 18 UTC

5.3 Les épaisseurs optiques

Dans cette partie nous allons représenter les épaisseurs optiques simulées par ALADIN. Puisque ce champ représente le contenu d'une colonne atmosphérique en aérosols donc on peut le confronter, en termes de localisation, au panache de poussière figuré dans l'image RGB (Red, Green, Blue) de MSG (Météosat Seconde génération).

La figure 5.7 représente les images composites RGB de MSG et les AOD simulées par ALADIN pour les journées du 23 et 24 avril 2013 à 18 UTC.

Le maximum d'AOD est enregistré la journée du 23 avril dans le nord-ouest de la wilaya d'Adrar. Les valeurs simulées dans cette région dépassant 4.2. On peut facilement localiser ce fort noyau d'AOD sur l'image MSG, représenté par la couleur magenta.

Pour la journée du 24 avril, l'extension du champ d'AOD atteint le Mali et la partie ouest de la Mauritanie avec une atténuation par rapport à celles du 23 avril. Ce champ d'AOD dessine dans l'atmosphère sous-forme d'un arc qui s'étend de la Mauritanie jusqu'à la Tunisie en passant par la partie nord du Mali, le Sahara Algérien et la Lybie.

La localisation et l'extension de ce champ est en bon agrément avec le panache de poussière représenté par l'image RGB de MSG.

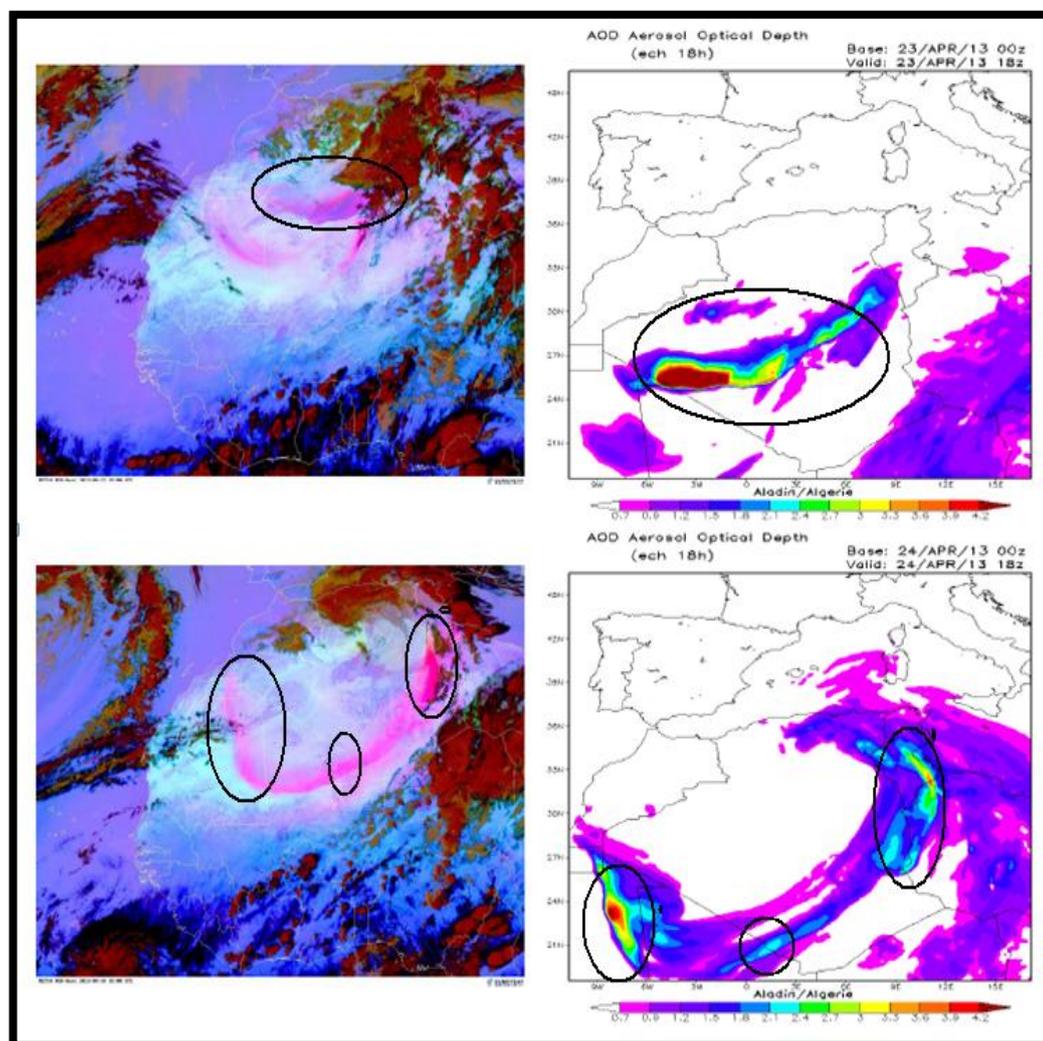


Figure 5.7 : Images composites RGB de MSG (la couleur magenta représente les poussières, le noire représente les cirrus, rouge: les nuages élevés, marron: les nuages moyen et le blanc la surface du désert) à gauche. A droite sont représentées les épaisseurs optiques simulées par ALADIN pour les journées du 23 et 24 avril 2013 à 18 UTC.

5.4 Visibilités

Les épaisseurs optiques sont converties en visibilités, en utilisant la relation établie par Vermote et al., (2002) adaptée aux sorties ALADIN par Mekahlia et Hellal, (2012). Les visibilités observées sont mentionnées sur la carte en pointant la position de la station. Tandis que les visibilités simulées sont représentées par des iso-lignes.

Les figures (5.8), (5.9), (5.10), (5.11), (5.12) et (5.13) représentent les visibilités observées (en m) et simulées par ALADIN (iso-lignes en km) valide pour les journées du 23 avril à 12h, 15h et 18h et 24 avril à 12h, 15h et 18h, respectivement.

Pour la journée du 23 avril, nous avons enregistré des visibilités réduites sur la majorité des stations situées au sud du pays à savoir : Tindouf, B.B Mokhtar, Timimoun, Ouargla, In Salah, In Aminos et Djanet. Les visibilités minimales sont enregistrées à B.B. Mokhtar à 15 :00 heures et elles sont de l'ordre de 500 m. On remarque que le champ de visibilité réduite prévu par ALADIN pour la journée du 23 avril enveloppe la majorité de ces stations précitées à l'exception de Ouargla et Djanet.

Pour la journée du 24 avril, le panache de poussière se déplaçait vers la partie orientale du Sahara Algérien réduisant ainsi la visibilité. Les visibilités enregistrées à In Aminos sont de l'ordre de 100m. De même le modèle ALADIN a fait passer la perturbation vers l'est. Les visibilités simulées sur les stations In Aminos, Ilizi et Djanet sont en bon accord avec les observations.

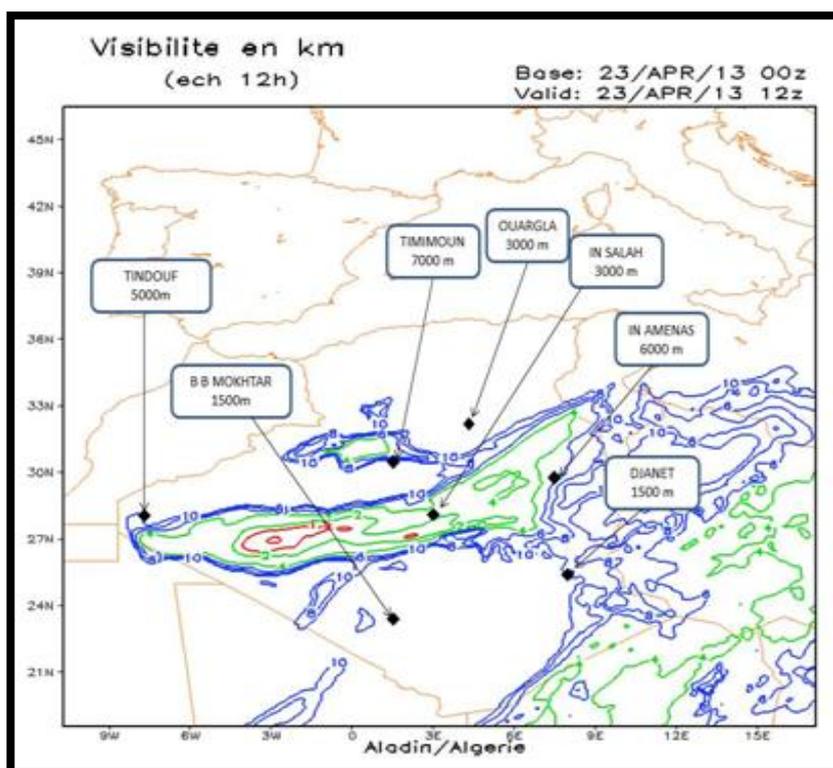


Figure 5.8: Visibilités observées (en m) et simulées par ALADIN (isolignes en km) valide pour la journée du 23 avril 2013 à 12:00 h

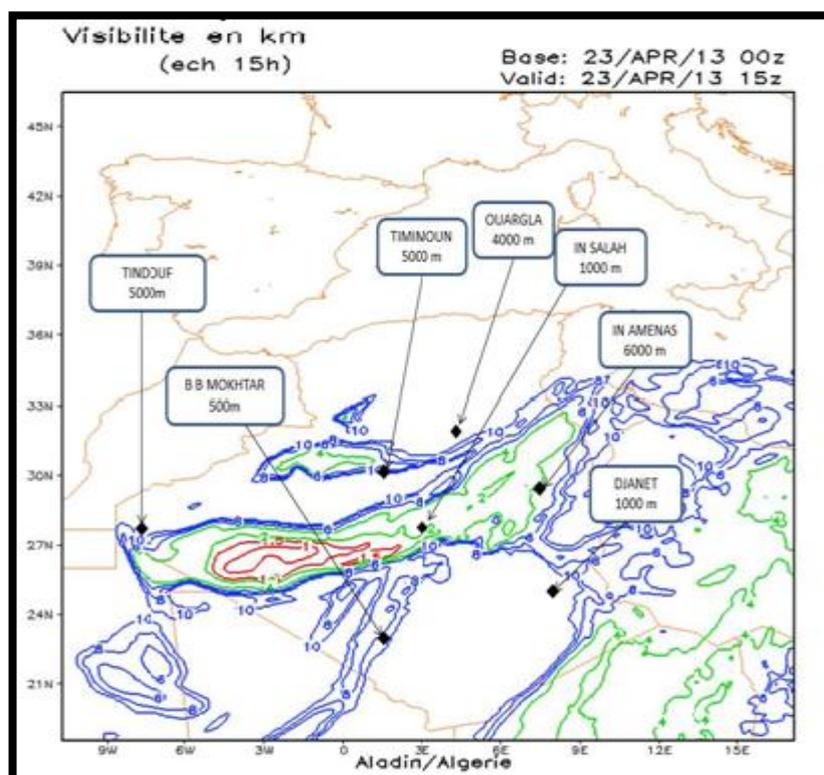


Figure 5.9: Visibilités observées (en m) et simulées par ALADIN (isolignes en km) valide pour la journée du 23 avril 2013 à 15 :00 h

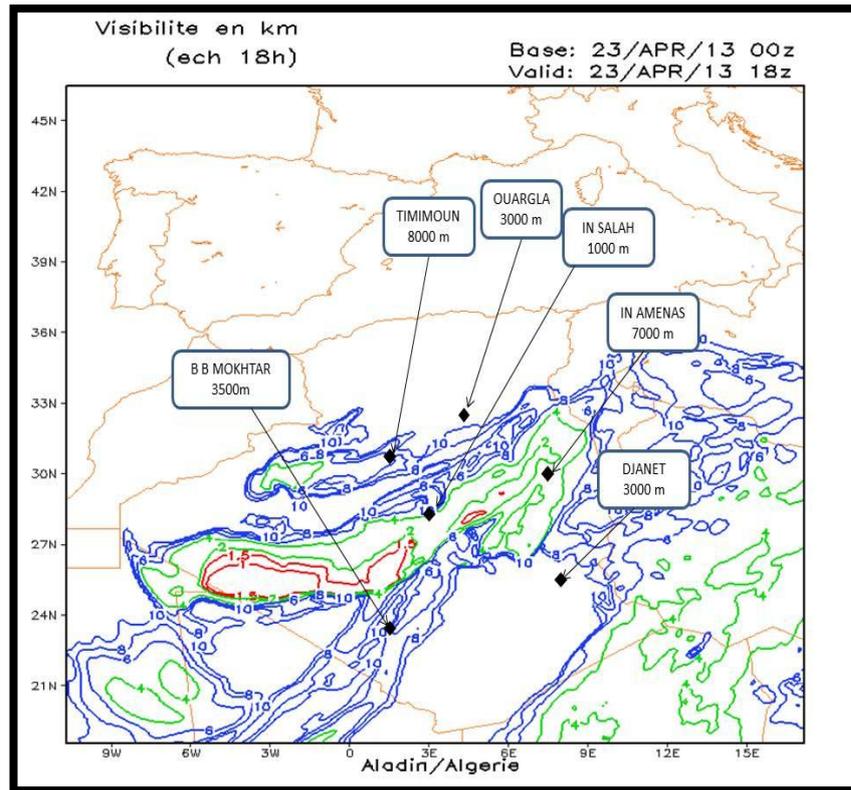


Figure 5.10: Visibilités observées (en m) et simulées par ALADIN (isolignes en km) valide pour la journée du 23 avril 2013 à 18 :00 h

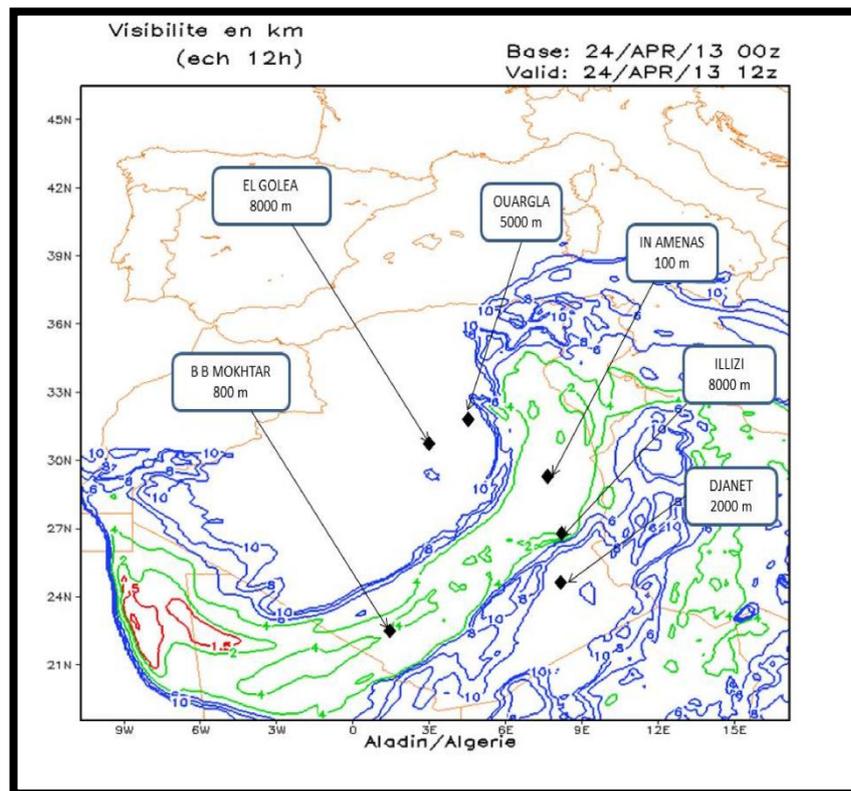


Figure 5.11: Visibilités observées (en m) et simulées par ALADIN (isolignes en km) valide pour la journée du 24 avril 2013 à 12 :00 h

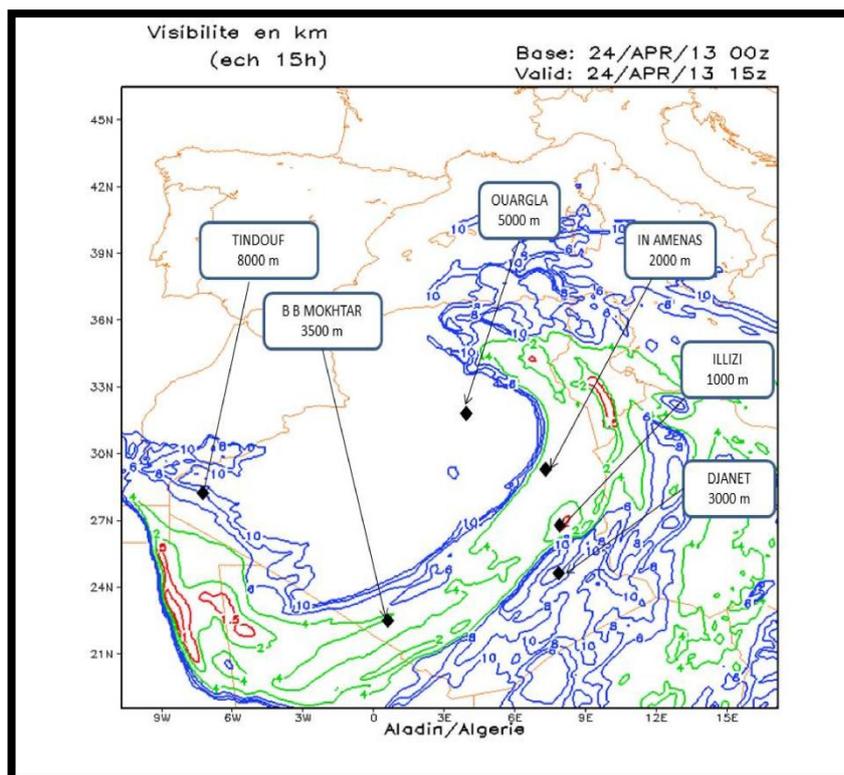


Figure 5.12: Visibilités observées (en m) et simulées par ALADIN (isolignes en km) valide pour la journée du 24 avril 2013 à 15 :00 h

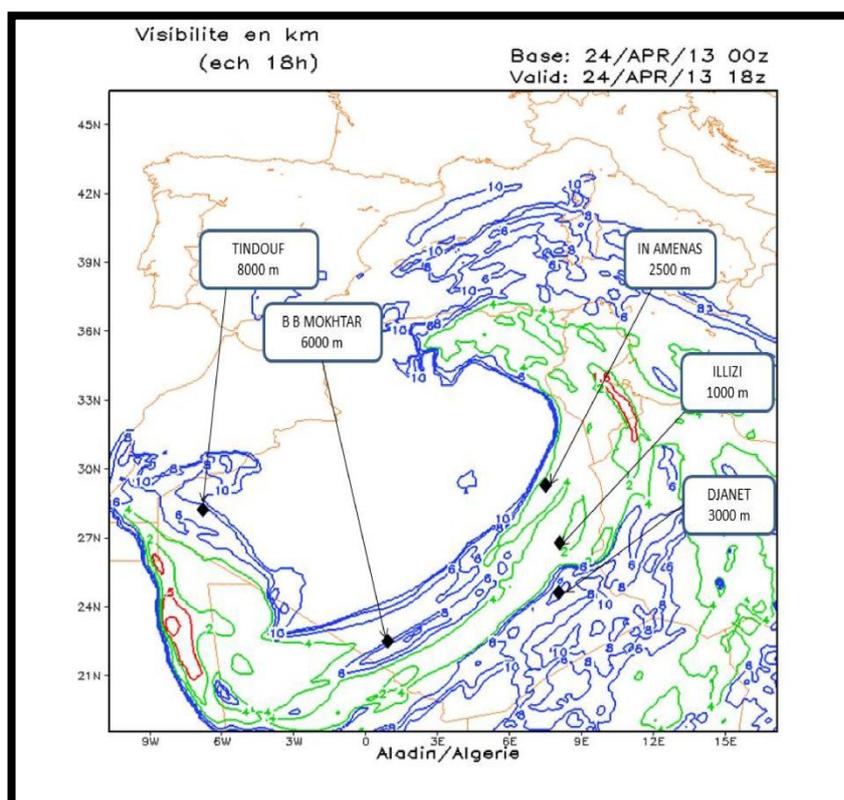


Figure 5.13: Visibilités observées (en m) et simulées par ALADIN (isolignes en km) valide pour la journée du 24 avril 2013 à 18 :00 h

Conclusion

Ce chapitre est consacré à l'étude de la situation météorologique des 23 et 24 avril 2013. En générale le modèle ALADIN a bien prévu l'occurrence du phénomène du sable et les soulèvements de poussière sur le Sahara de l'Algérie en ces journées. L'extension de panache de poussière simulé par ALADIN est en agrément avec les images RGB de MSG notamment en termes de localisation. Quand aux visibilitées, ALADIN a pu prévoir les visibilitées réduites sur les différentes stations citées. On note que les visibilitées simulées par ALADIN sont parfois sous estimées/surestimées en fonction de la position de la station.

Introduction

L'impact des aérosols désertiques à l'échelle régionale sont nombreux et parfois problématiques notamment pour les pays de l'Afrique du nord. Lors des épisodes les plus importants, les tempêtes de poussières affectent la santé publique, bloquent la circulation autoroutière et aérienne et paralysent toutes les activités socio-économiques d'une région. A travers ces impacts, disposer d'un modèle numérique opérationnel permettant de prévoir ces phénomènes est une nécessité indiscutable, d'autant plus que, cette région représente la principale zone source d'aérosols minéraux à l'échelle du globe (Zender et al., 2003a).

L'Algérie couvrant une superficie dépassant 2 million de km² avec ¾ de nature désertique est parmi les pays les plus exposés à ces effets émuovants.

Depuis l'année 2000, la prévision des épisodes de poussières à l'Office National de la Météorologie (ONM) s'effectue via le modèle ETA. Ce modèle d'une résolution horizontale de 36 km et 24 niveaux verticaux permet, en plus des prévisions du temps, la prévision des concentrations de poussières à la surface qui sont transformées en termes de visibilité horizontale via une relation empirique. Ces produits sont d'une importance vitale notamment pour le secteur aéronautique.

Après l'adhésion de l'Algérie au consortium Aladin en 2006, l'ONM s'est basculé vers l'utilisation de modèle ALADIN (Aire Limitée Adaptation Dynamique Développement INternational) en mode opérationnel pour les prévisions. Malheureusement ce modèle ne permet pas la prévision des concentrations de sable et les visibilités réduites par les poussières désertiques. C'est pour cela, l'ONM s'est engagé en coopération avec Météo France pour intégrer le cycle atmosphérique des poussières désertiques dans le modèle ALADIN.

Actuellement la version ALADIN avec sable, désormais désigné par ALADIN_DUST, est disponible et elle est utilisée en semi-opérationnel à l'ONM. ALADIN_DUST permet la prévision des flux d'émission des poussières désertiques,

des concentrations massiques, des épaisseurs optiques (AOD), des coefficients d'extinction ...etc (Mokhtari et al.2011).

Des études de validation ont été réalisées à partir des images satellites (MODIS et MSG-SEVIRI) et des mesures photomètres des épaisseurs optiques (Mokhtari et al.2011), puis par rapport aux observations de visibilité (mémoire A. Mekahlia & B. Hella, 2012).

Ce travail de mémoire est la suite de ces études de validation précitées. Son objectif est d'analyser la capacité de modèle ALADIN à représenter la distribution vertical des aérosols désertiques. Cette validation sera effectuée par rapport aux mesures LIDAR (LIght Detection And Ranging) des extinctions disponibles dans la base de données AMMA (Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africain, database.amma-international.org), pour une estimation objective de la visibilité horizontale, qui est un paramètre important pour la navigation aérienne.

Ce mémoire est organisé comme suit : le premier chapitre sera consacré aux généralités sur les aérosols désertiques. Ce chapitre donne une idée générale sur l'impacte des aérosols désertiques sur le climat et l'environnement et leur cycle de vie. Nous aborderons, dans le deuxième chapitre, les méthodes d'observation et les instruments de mesure de ces aérosols. Le troisième chapitre consistera à la présentation de l'outil numérique ALADIN et du module ORILAM. Le quatrième chapitre sera consacré à la validation des coefficients d'extinction prévus par ALADIN_DUST par rapport à ceux observés durant la campagne AMMA. Le cinquième chapitre consistera à étude de la situation météorologique des 23-24 avril 2013. Nous terminerons par une conclusion.

Chapitre 1

Généralités sur les aérosols désertiques

1.1 Introduction

Les aérosols sont généralement d'écrits comme des particules solides ou liquides en suspension dans l'air, n'incluant pas les gouttelettes d'eau nuageuse, les cristaux de glace et les brouillards. Ils comprennent en particulier la fumée, les poussières, les sulfates, les nitrates, les composés organiques et les particules de carbone. Leur taille peut varier entre 0,001 et 100 μm (Lodge, 1991). Il est estimé qu'en moyenne globale plusieurs millions de tonnes d'aérosols sont émis chaque jour. On distingue deux origines principales d'aérosols: anthropique ou naturelle, les aérosols désertique représente les particules mise en suspension dans l'atmosphère à l'issue de érosion éolienne des surfaces arides et semi-arides.

1.2 L'impact des aérosols sur le climat et sur l'environnement

Les aérosols atmosphériques affectent le climat de la planète de manière directe et indirecte. Leur impact de manière directe sur le climat se manifeste par des processus de diffusion et d'absorption des rayonnements solaire et tellurique (infrarouge). De ce fait par sa position une couche d'aérosol peut être une cause de réchauffement ou de refroidissement. Car en renvoyant vers l'espace le rayonnement solaire directe ils diminuent la quantité d'énergie atteignant la basse de l'atmosphère entraînant ainsi son refroidissement, ce phénomène est appelé effet parasol (figure 1.1). Ce forçage radiatif négatif est plus sensible dans les régions sources et donc a des effets locaux plus remarquables. Localement, le forçage radiatif direct peut représenter -60w/m^2 à la surface et plusieurs watt/m^2 au sommet de l'atmosphère (Miller et Tegen, 1998).

Le réchauffement quant à lui est dû au rayonnement tellurique absorbé (et émis) par les diverses espèces d'aérosol, contribuant ainsi avec l'absorption du rayonnement solaire au réchauffement de l'atmosphère (effet de serre). Le forçage radiatif moyen global au sommet de l'atmosphère est estimé à $+0.16\text{W/m}^2$.

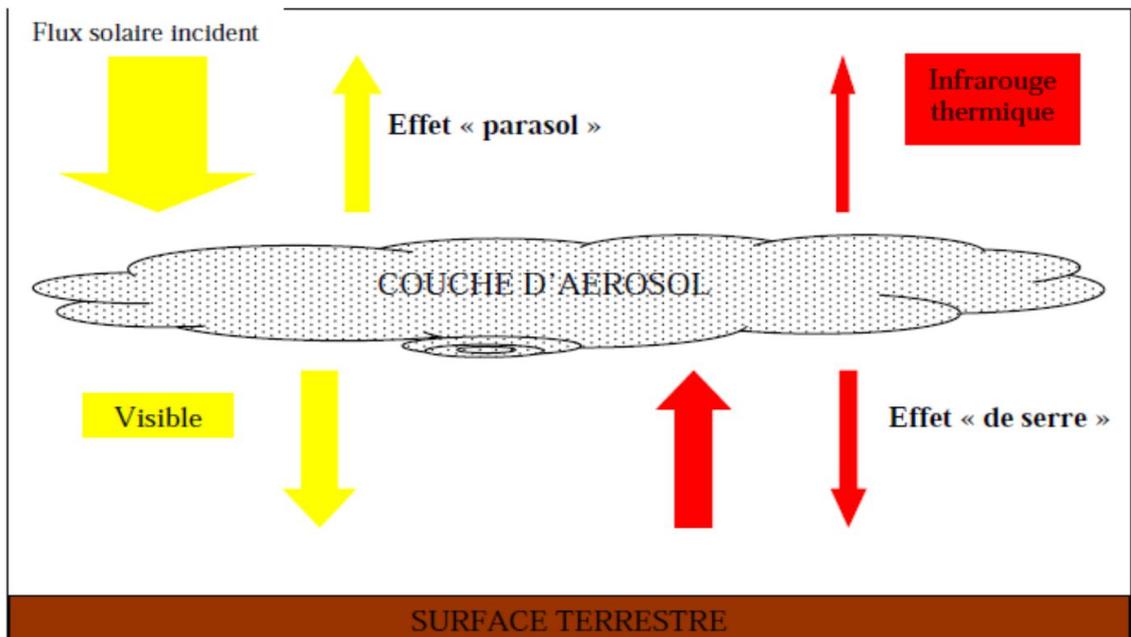


Figure 1.1 : impact d'une couche d'aérosols sur le rayonnement solaire et terrestre

Les aérosols peuvent affecter de manière indirecte le climat en agissant sur les propriétés microphysiques des nuages. L'albédo d'un nuage est sensible aux changements de concentration en nombre de gouttelettes qui eux sont sensible aux nombres d'aérosols (pouvant être des noyaux de condensation) présentés dans l'atmosphère. Lorsqu'on augmente le nombre de noyaux de condensation, pour un contenu en eau liquide donnée, on provoque une augmentation du nombre de gouttelettes et une diminution de leur taille moyenne (Twomey, 1974). Donc l'une des effets indirects qui résulte de ce qui précède est l'augmentation de l'albédo des nuages. L'autre effet indirect est que cette diminution de taille des gouttelettes d'eau retarde ou supprime leur précipitation et augmente ainsi la durée de vie (Albrecht, 1989) et l'épaisseur du nuage (Pincus et Baker, 1994). Donc plus il y'a d'aérosols dans l'atmosphère moins abondantes seront les précipitations. Les avis sont partagés sur ce comportement car l'effet inverse dans le sens d'une augmentation des précipitations a été aussi observé. La conclusion de Levin et al, (1996) est que l'aérosol désertique peut affecter les nuages provoquant une suppression des précipitations mais dans certaines conditions cet effet n'a pas lieu ou est même inversé.

La diminution ou l'absence de précipitation sur une période relativement longue entraîne la sécheresse ce qui a pour conséquence l'augmentation de la quantité de

matière érodable. Il existe une forte corrélation entre la baisse des précipitations et l'augmentation significative des émissions de poussières désertiques. Une augmentation des émissions d'aérosols désertiques a été mise en évidence lors des périodes de sécheresse qui ont marqué le Sahel dans les années 70 et 80 (N'Tachai et al., 1994). Ces périodes de sécheresse ont contribué à la disparition de plusieurs milliers d'hectares de couvert végétal ce qui a eu pour conséquence d'augmenter systématiquement et progressivement la quantité de matériaux érodables dans ces zones.

Les émissions d'aérosols désertiques ont également des conséquences directes sur leur environnement. La déplétion de la fraction fine des sols sous l'action du vent conduit parfois à une perte de nutriments en zones sources entraînant ainsi un appauvrissement des horizons fertiles des sols. En revanche, dans des régions de retombées, le dépôt des aérosols désertiques peut être une source très importante d'approvisionnement en certains éléments clés, comme le fer et le phosphore. C'est le cas de la forêt amazonienne, des eaux de surface méditerranéenne en été, mais aussi d'écosystèmes marins éloignés où les apports de fer via les aérosols désertiques permettraient le développement du phytoplancton. Sur le plan pratique, à l'échelle régionale, les soulèvements de poussière désertique peuvent bloquer la circulation autoroutière et aérienne et paralyser toutes les activités socio-économiques d'une région.

1.3 Cycle des aérosols désertiques

Le cycle de l'aérosol est composé comme le montre la figure 1.2 de trois étapes : l'émission, le transport et enfin le dépôt (sec, ou humide).

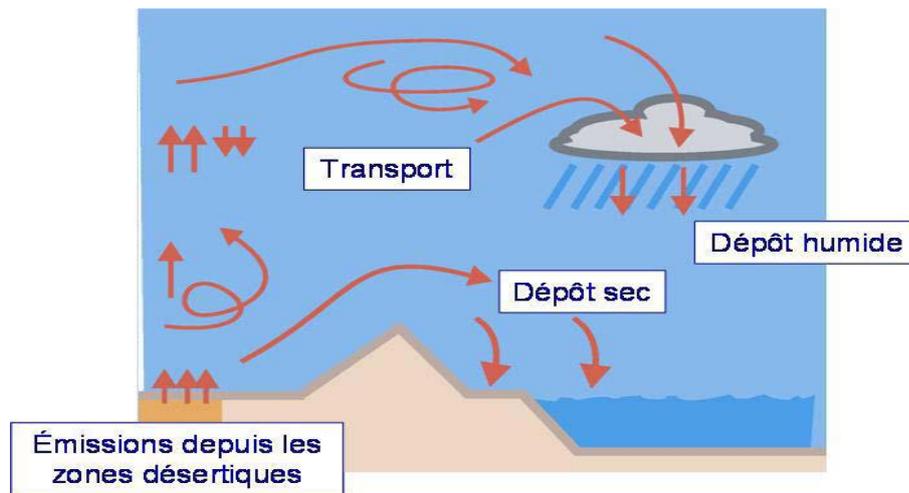


Figure 1.2 : Schéma du cycle de vie des aérosols

1.3.1 Le soulèvement en zone source :

Ce phénomène ne peut se produire que sous certaines conditions :

- Absence d'obstacle en surface (par exemple un couvert végétal) contraignant le déplacement des particules.
- Présence en grande quantité de particules (générées par l'érosion éolienne ou hydrique et par les actions thermiques) susceptibles d'être mobilisées par le vent.
- Un apport suffisant d'énergie d'origine éolienne à la surface pour vaincre les forces de cohésion inter particulaires.

Une fois ces conditions réunies le mouvement des particules s'amorce ; les grosses particules (de rayon compris entre 50 μm et quelques centaines de μm) sont soulevées par des vents de surface ayant des vitesses de friction supérieure à la vitesse seuil d'érosion (Marticorena et Bergametti, 1995) et constituent le flux horizontal de **saltation**. A cause de leur taille, ces particules retombent rapidement et leur énergie cinétique entretient le processus de corrasion (**sandblasting**). Ne pouvant pas être soulevés par le vent de surface à cause de leur poids, les agrégats de plusieurs centaines de μm de diamètre se déplacent par **reptation**. Le choc des particules lors de leur chute les désagrègent (Sandblasting), libérant ainsi de fines particules de poussières (diamètre

<70 μm). Ces dernières constituent l'essentiel des aérosols désertiques en suspension. Un flux horizontal de particules est présent dès le début du processus de soulèvement. Si ce flux présente un caractère laminaire, les particules forment une couche de poussière localisée près de la surface. Si elles sont soumises à l'action de mécanismes turbulents, les particules fines issues de la corrosion ont la possibilité de monter dans les couches supérieures de l'atmosphère, formant ainsi un flux vertical. Ce dernier peut être d'origine dynamique (liés aux conditions météorologiques ou aux influences orographiques), ou d'origine thermique (mouvements convectifs).

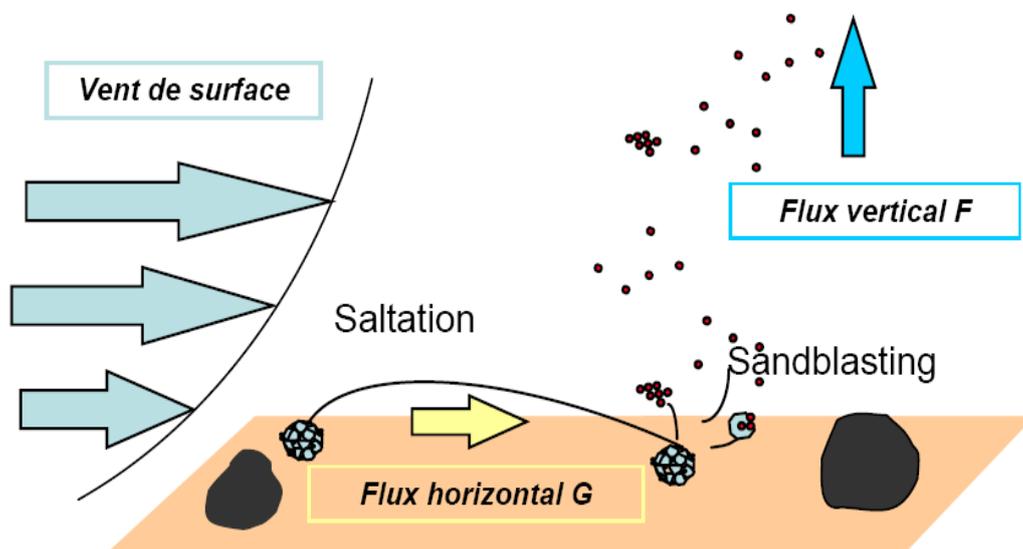


Figure 1.3: les principaux processus intervenant dans l'émission des aérosols désertiques lorsque le seuil d'érosions est dépassé à savoir « la Saltation » et le « Sandblasting »

L'Afrique du nord représente la première zone de production d'aérosols désertique dans le globe avec une estimation annuelle de 878 Mt (Mokhtari et al., 2012). La figure 1.4 montre les principales zones sources d'émission en Afrique du nord. Généralement ces zones sont situées à proximité des montagnes (Pewe, 1981), ce qui favorise un soulèvement d'aérosols en altitude fréquent et important.

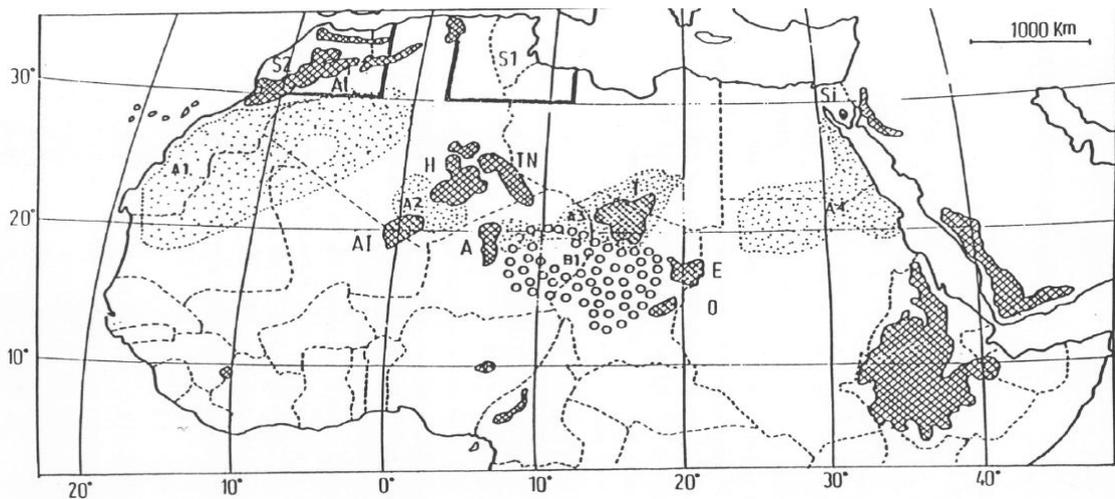


Figure 1.4 : Localisation des zones sources d'émission de poussière désertique en Afrique du nord: **A1**, **A2**, **A3**, **A4**, **B1**, **S1**, **S2**. Les principaux reliefs sont indiqués : **At** Atlas, **H** Hoggar, **TN** Tassili N'Ajjer, **AI** Adrar des Iforas, **A** Aïr, **T** Tibesti, **E** Ennedi, **O** Ouadai, **Si** Sinai

1.3.2 Le transport

Il s'effectue en fonction des conditions météorologiques. C'est le cas des aérosols désertiques émis depuis la région saharienne qui dépendent de la circulation atmosphérique et notamment des hautes pressions tropicales, comme l'anticyclone des Açores, et de la zone de convergence intertropicale (ZCIT). Les particules fines libérées lors du sandblasting sont séparées en deux classes :

- Les particules de tailles comprises entre 20 et 70 μm constituent le «short term suspension» (suspension à court terme) en raison de leur court temps de suspension, ces particules sont déposées non loin des zones sources.
- Les particules de tailles inférieures à 20 μm peuvent être transportées dans les couches supérieures de l'atmosphère et à des centaines ou des milliers de kilomètres de leur source de production : elles constituent le « long term suspension » (suspension à long terme).

Les particules soulevées sont transportées par le vent soit à l'intérieur des régions sahariennes ou bien vers d'autres régions. Selon d'Almeida (1986) 60% des aérosols produits au Sahara sont transportés vers le golfe de Guinée, 28% vers l'Atlantique et 12% vers la Méditerranée et l'Europe.

Trois trajectoires préférentielles sont distinguées selon les saisons (Figure 1.5):

1.3.2.1 Transport transatlantique

Le flux d'Harmattan est un des principaux éléments gouvernant le transport des poussières désertiques vers l'Afrique de l'Ouest soit (60%) (Swap et al. 1992, Perry et al. 1997, Prospero and Lamb 2003). En fonction de l'orientation saisonnière de l'Harmattan, le panache sera dirigé principalement :

- vers le sud en hiver (60% des poussières Sahariennes annuelles sont transportées vers le golfe de Guinée (d'Almeida 1986) et pouvant atteindre l'Amérique du Sud (Carlson 1969, Prospero et al. 1981, Swap et al. 1992, Kaufman et al. 2005, Ben-Ami et al. 2010).

- vers l'Ouest en été (12% des poussières annuelles sont transportées vers l'Atlantique et pouvant atteindre les Antilles (Prospero et al. 1970, Prospero and Nees 1977).

1.3.2.2 Transport Méditerranéen

Entre Mars et Aout, les basses pressions au dessus de la Méditerranée et l'activité cyclonique sur la côte nord de l'Afrique entraînent un flux non-négligeable de poussières désertiques de l'ordre de 12% (d'Almeida 1986) vers la Méditerranée (Ganor and Mamane 1982, Borbely-Kiss et al. 2004), le sud de l'Europe (Lyamani et al, 2005), l'Europe centrale (Ansmann et al. 2003), la Scandinavie (Franzén et al. 1994) et l'Angleterre (D.B. et al. 2002).

1.3.2.3 Transport vers le moyen Orient

De mars à novembre, des panaches issus du Sahara Oriental sont transportés vers la péninsule Arabique (Alpert and Ganor 2001 ; Israelevich et al., 2003) parfois jusqu'au Japon et l'Asie du sud (Tanaka et al., 2005)

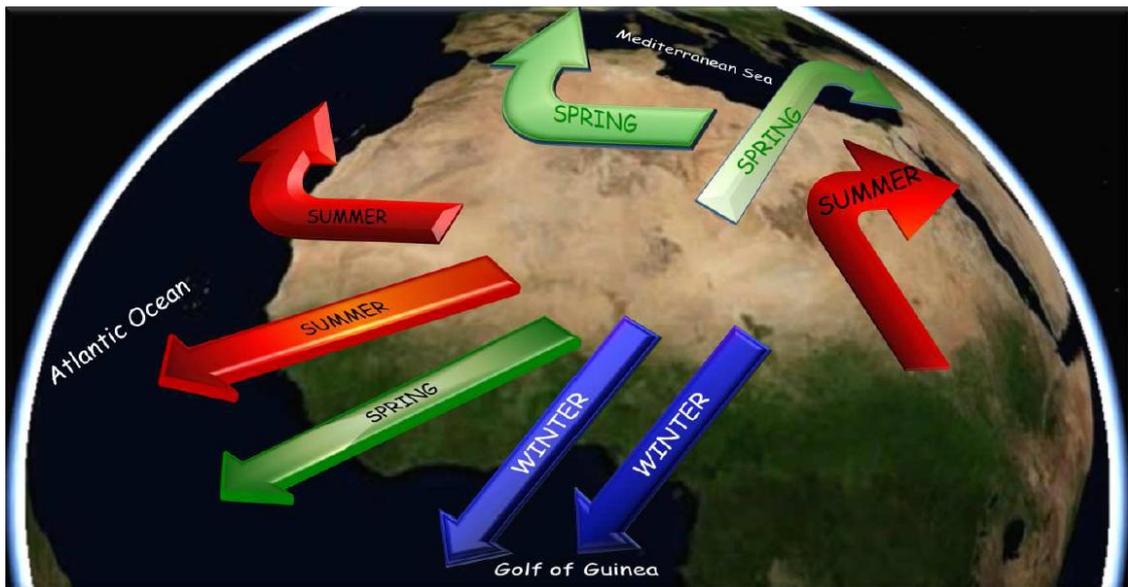


Figure 1.5: Illustration des principales trajectoires de transport des panaches d'aérosols désertiques depuis l'Afrique du nord inspirée de l'étude de Middleton,(1986)(Thèse BouKaram, 2008)

1.3.3 Le dépôt des aérosols désertiques

Le cycle de l'aérosol désertique s'achève par le dépôt sec ou humide des particules au niveau des continents ou des surfaces océaniques. Les dépôts sont à l'origine des principaux puits des aérosols désertiques. Ces puits peuvent être près ou à des milliers de kilomètres des zones sources. Leur emplacement dépend de la taille des aérosols et des conditions météorologiques. Le dépôt sec se réalise sous l'action de la gravitation ou par impaction sur les reliefs. Le dépôt humide apparaît quand les masses d'air poussiéreuses se mélangent par convection avec les masses d'air humides ou nuageuses. Les particules de taille comprise entre 0.1 μm et quelques micromètres ont les vitesses de dépôt par sédimentation les plus faibles, et elles seront donc majoritairement déposées par voie humide. Les plus grosses particules, de diamètre supérieur à 20 μm se déposent rapidement après leur émission par sédimentation, à proximité des zones sources. Les particules inférieures à 20 μm vont donc majoritairement être celles qui seront déposées à des milliers de kilomètre des zones sources (Nickling, 1994; Duce, 1995).

1.4 La visibilité

En météorologie, la visibilité est la distance à laquelle il est possible de distinguer clairement un objet, quelle que soit l'heure. On peut mesurer la visibilité horizontale et verticale, souvent différentes l'une de l'autre. Par exemple, la visibilité horizontale peut être très mauvaise dans un banc de brouillard mais relativement bonne à la verticale si celui-ci est mince.

La visibilité météorologique se rapporte à la transparence de l'air : la visibilité est donc indépendante de la présence de lumière. Dans le domaine de l'aviation, plusieurs sous-classes comme la « portée visuelle de piste » (PVP) ont été définies. En air extrêmement propre, en Arctique ou dans les montagnes, la visibilité peut atteindre 70 à 100 kilomètres. Cependant, la visibilité est souvent légèrement réduite à cause de la pollution atmosphérique et de la forte humidité.

1.4.1 Définitions

1.4.1.1 Définition météorologique

- a) **La visibilité horizontale** définie par l'Organisation Météorologique Mondiale (WMO, 1992) comme étant la “ distance maximale à laquelle un observateur peut voir et identifier un objet situé à proximité du plan horizontal où il se trouve lui-même ”.
- b) **visibilité verticale** est la distance maximale à laquelle un observateur peut voir et identifier un objet sur la même verticale que lui.

1.4.1.2 Définition aéronautique

1.4.1.2.1 La visibilité Correspond à la plus grande des deux valeurs suivantes :

- a) la plus grande distance à laquelle on peut voir et reconnaître un objet noir de dimensions appropriées situé près du sol lorsqu'il est observé sur un fond lumineux ;
- b) la plus grande distance à laquelle on peut voir et identifier des feux d'une intensité voisine de 1 000 candelas lorsqu'ils sont observés sur un fond non éclairé.

1.4.1.2.2 Visibilité dominante

Valeur de la visibilité la plus grande, observée conformément à la définition de « visibilité », qui est atteinte dans au moins la moitié du cercle d'horizon ou de l'aérodrome. Ces zones peuvent comprendre des secteurs contigus ou non contigus.

1.4.1.2.3 Portée visuelle de piste (RVR)

Distance jusqu'à laquelle le pilote d'un aéronef placé sur l'axe de la piste peut voir les marques ou les feux qui délimitent la piste ou qui balisent son axe.

1.4.1.2.4 Portée visuelle oblique (SVR)

Portée visuelle d'un objet ou d'un feu donné le long d'une ligne de visée qui s'écarte sensiblement de l'horizontale ; par exemple, la portée visuelle des objets et des feux au sol vus d'un aéronef qui se trouve en approche.

1.4.1.2.5 Portée optique météorologique (POM)

Longueur du trajet que doit effectuer dans l'atmosphère un faisceau de rayons lumineux parallèles, émanant d'une lampe à incandescence, à une température de couleur de 2 700 K, pour que l'intensité du flux lumineux soit réduite à 0,05 fois sa valeur originale, le flux étant évalué au moyen de la fonction de luminosité photométrique de la Commission internationale de l'éclairage (CIE) (mètre [m] ou kilomètre [km]).

1.4.2 Mesure de la visibilité

Pour mesurer la visibilité horizontale, les météorologistes utilisent des repères visuels qui se trouvent à une distance connue du point d'observation (un château d'eau, un bâtiment, une colline, etc.). Si l'on peut apercevoir nettement les contours d'un des repères sur fond de ciel, la visibilité est au moins égale à la distance qui sépare le repère du point d'observation.

Il existe également des appareils de mesure de la visibilité tel que Le transmissiomètre, Le diffusomètre optique et Le célomètre qui seront détaillé dans le chapitre suivant.

1.4.3 Méthodes de transmission et de compte rendu

La visibilité est transmette sous les formats suivantes :

a)Format texte :

- **METAR** (METéod'ARrivée) : l'observation d'aérodrome.
- **SPECI** (SPECIfique) : indique les variations brusques des observations.
- **TEND** (TENDances) : indique évolution notable entre deux observations.
- **TAF** (Terrain ArrivaForecast): indique la prévisions pour les prochains9 h
- **SIGMET** (SIGNificatifMETéo) : indique les phénomènes dangereux aux vols.

• A ce format, la visibilité est représentée comme suit :

- **VVVV** Pour indiqué la visibilité **dominante** en mètre (m).
- **9999** signifie 10 km ou plus.
- **CAVOK**

b) Format carte

La visibilité peut être représenté sur plusieurs types de cartes. La carte la plus courante utilisé en aéronautique est **LA CARTE TEMSI** (TEMps Significatif) qui donne aux pilotes les nuages et les phénomènes significatif peuvent les rencontrés durant leur vols d'une façon plus détaillé. Sur se type de carte, la visibilité est indiquée comme suite :

Indication	Valeur de visibilité
V0	Visibilité entre 0 et 1.5km
V1.5	Visibilité entre 1.5 et 5km
V5	Visibilité entre 5 et 8km
V8	Visibilité supérieur a 8km

Tableau 1.1 : La visibilité sur les cartes TEMSI.

1.4.4 Conditions météorologiques réduisant la visibilité

La visibilité est importante pour toutes les formes de circulation : routes, navigation et aviation. C'est pour cela que les véhicules et certains éléments du sol (pistes d'atterrissage, virages, etc.) sont balisés par des lampes ou des surfaces réfléchissantes, tels des catadioptres. Les éléments qui peuvent réduire la visibilité sont:

- l'eau liquide en suspension dans l'air (brume, brouillard, nuages) ;
- les aérosols en suspension qui forment la brume sèche ;
- les précipitations liquides (pluie) ou solides (neige) ;
- les fumées, en particulier lors des feux de forêt ;
- les tempêtes de sable dans les déserts ;
- le blizzard ;
- la poudrierie (chasse-neige élevée) et les bourrasques de neige.

1.5 Conclusion

Nous venons de voir dans ce chapitre les généralités sur les aérosols désertiques et leurs impact sur le climat (les précipitations, les nuages...) et aussi comment ils influençaient le bilan radiatif. Les différentes étapes du cycle de vie des aérosols ont été décrites, c'est-à-dire du soulèvement au dépôt en passant par le transport. Ainsi que les

conditions de surface nécessaire au soulèvement. Enfin, nous avons abordé quelques définitions sur la visibilité météorologique, les moyens de mesure et les différents types de message permettant la transmission de cette information. Dans le prochain chapitre nous aborderons les moyens d'observation de l'aérosol désertiques.

Chapitre 2

Les méthodes d'observation

2.1 Introduction

Différentes techniques de mesures existent afin de sonder et d'évaluer l'état et la composition de l'atmosphère. Malgré les incertitudes associées aux instruments et aux techniques de mesure, les informations qu'elles apportent sont d'un intérêt primordial car elles contiennent la signature de la réalité atmosphérique. Les instruments de mesure sont embarqués sur différents types de supports, à savoir : stations au sol, plate formes aéroportées et satellitaires. Chaque support possède ses avantages et ses inconvénients en matière d'échantillonnage spatial et temporel.

2.2 Les observations au sol

2.2.1 Le réseau AERONET/PHOTON

Le réseau AERONET/PHOTONS (AERosol RObotic NETwork <http://aeronet.gsfc.nasa.gov/> Holben et al., 1998) (voir Figure 2.1), fournit une base de données robuste des épaisseurs optiques des aérosols. Ce réseau a été mis en place initialement par la NASA et étendu par la suite par le Laboratoire d'Optique Atmosphérique (LOA), en Afrique notamment, sous la forme d'un Service d'Observation grâce à des collaborations et soutien par les agences nationales, instituts, et universités.

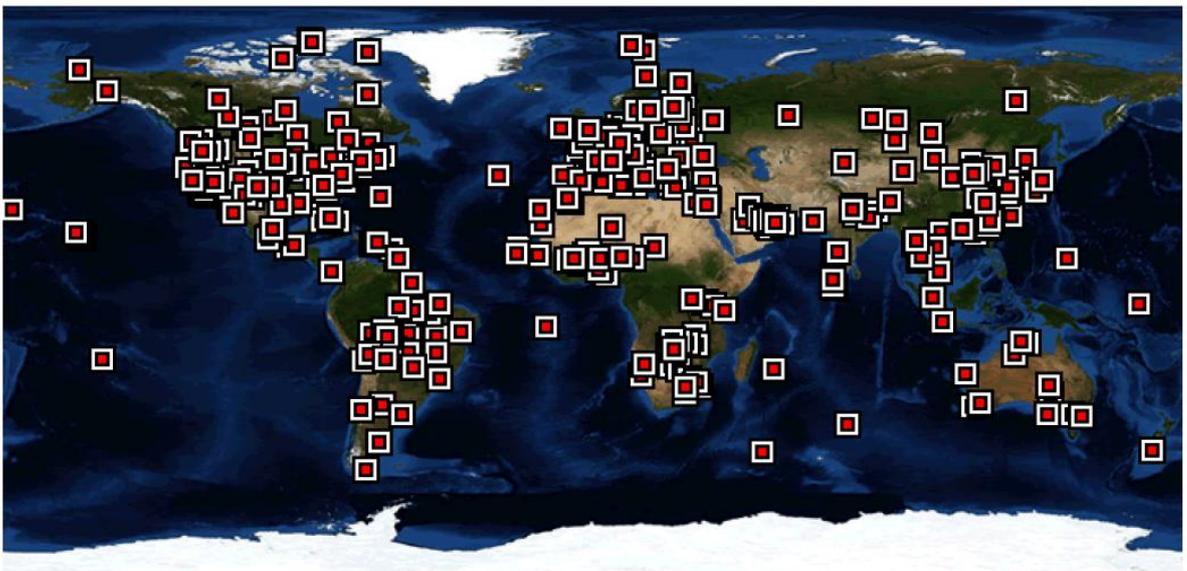


Figure 2.1 : Distribution des stations AERONET dans le monde

Ce réseau est équipé de photomètre solaire appartenons au service d'observation PHOTON.

Le photomètre solaire (Figure 2.2) est un instrument permettant la restitution des propriétés optiques et microphysiques des aérosols, intégrées verticalement sur la colonne atmosphérique. Les mesures photométriques ne sont possibles que de jour lorsque le soleil est visible et en absence de nuages.

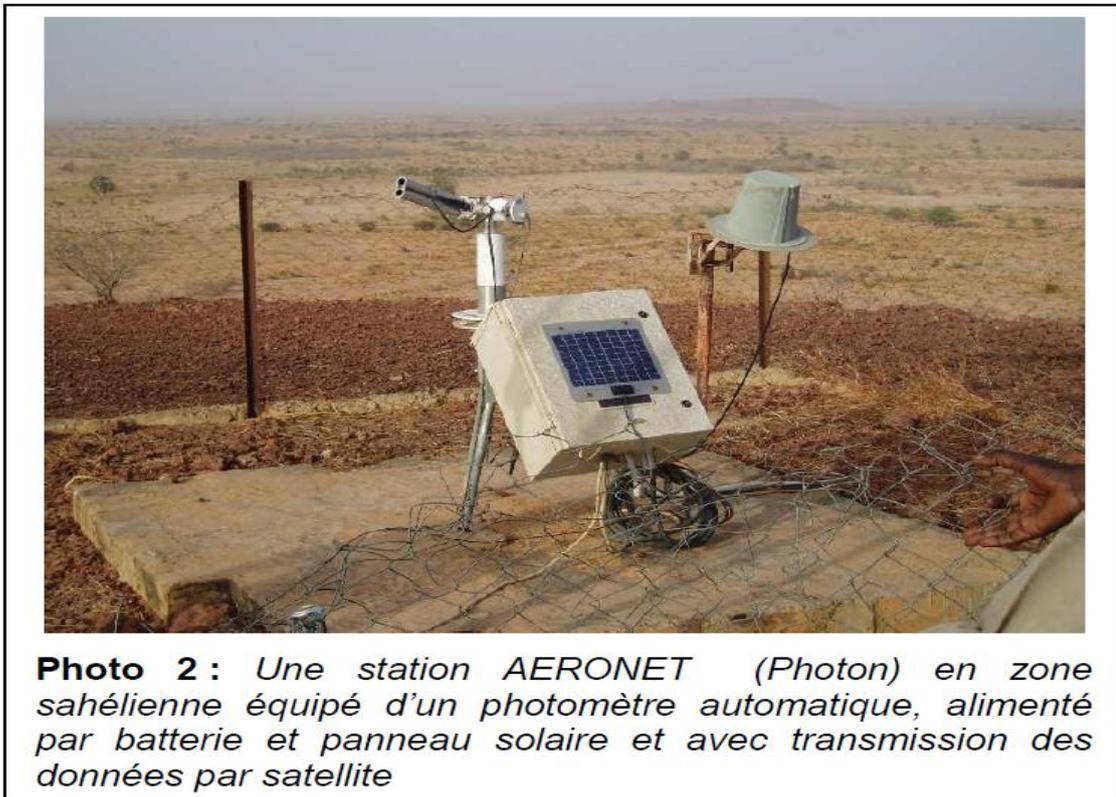


Figure 2.2 : Instrument sun-photometer utilisé dans le réseau AERONET

Les mesures sont de deux types :

- Visée solaire : on vise le disque solaire avec l'appareil, et on mesure l'atténuation par l'atmosphère du rayonnement solaire direct. On peut remonter ainsi à l'épaisseur optique à partir de cette mesure par la loi de Bouguer (Houda Yahi 2010) :

$$L(\lambda) = L_0(\lambda) \times \exp\left(-\frac{\tau(\lambda)}{\mu_0}\right) \quad (1)$$

Où $L(\lambda)$ est la luminance mesurée après la traversée de l'atmosphère, $L_0(\lambda)$ est la luminance hors atmosphère et μ_0 le cosinus de l'angle zénithal solaire, $\tau(\lambda)$ est l'épaisseur optique totale (molécules et aérosols). Ce type de mesure permet d'obtenir une valeur relativement correcte de l'épaisseur optique puisqu'on ne fait appel à aucun modèle d'aérosols pour la déterminer et on évite donc les incertitudes liées au modèle.

Luminance du ciel : cette mesure regroupe deux visées différentes : le protocole « Plan principal », qui consiste à effectuer des mesures de la luminance du ciel dans le plan principal (dans le plan du soleil) c'est à dire que l'azimut est fixe (celui du soleil) en faisant varier l'angle zénithal Θ de visée (voir **Figure 2.3a**) et le protocole « Almucantar» ou ces mesures s'effectuent pour un angle zénithal de visée Θ constant correspondant à l'incidence solaire, le balayage étant assuré en faisant varier l'azimut .

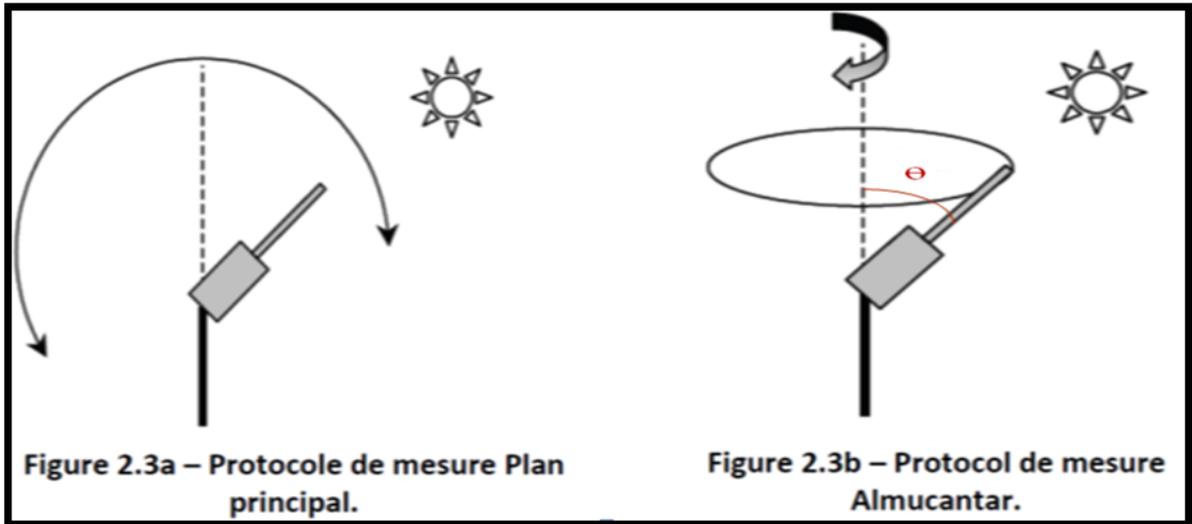


Figure 2.3: mesures par Luminance du ciel

Cela permet pour les deux protocoles d'obtenir la distribution angulaire de la luminance du ciel. L'application d'algorithmes d'inversion (Dubovik et King, 2000) permet ensuite d'obtenir la distribution en taille des aérosols, leur fonction de phase et leur albédo de diffusion simple. Les données de ce réseau sont publiques, accessibles en temps quasi réel, et très largement utilisées notamment pour la validation des observations satellitaires d'aérosols.

2.2.2 TEOM

Les instruments TEOM (Tapered Element Oscillating Microbalance ; Figure 2.4) sont composés d'une microbalance utilisant un élément conique oscillant à sa fréquence naturelle et d'un microprocesseur. Les particules aspirées au moyen d'une pompe de prélèvement sont déposées sur le filtre, en haut du cône, et en augmentant la masse du système elle produit une décroissance de la fréquence naturelle de vibration. Cette vibration de fréquence est enregistrée et convertie en vibration de masse par le

microprocesseur. Cet appareil permet la mesure des concentrations des particules de poussières ayant un diamètre inférieur à 10 μm (PM10) en suspensions dans l'air.



Figure 2.4 : Instrument TEOM

2.2.3 Les mesures de réduction de visibilité

Les mesures de réduction de visibilité sont des données offrant une très bonne couverture temporelle. En effet, ces mesures sont généralement réalisées toutes les 3 ou 6 heures en fonction des stations météorologiques et l'on dispose souvent de données sur de longues périodes. Une tempête de poussières est couramment définie par la réduction de la visibilité horizontale en l'absence de brouillard conduisant à des visibilités inférieures à 1 km. Cependant, la couverture spatiale des stations n'est pas homogène (il n'y en a que très peu dans les déserts arides) et les méthodes de mesure de la visibilité dans les stations météorologiques diffèrent d'un pays à l'autre.

Les mesures de la réduction de visibilité se font à l'aide de deux moyens principaux :

2.2.3.1 Le transmissiomètre

Le transmissiomètre voire (Figure 2.5 et 2.6) émet un faisceau lumineux étroit en direction d'un récepteur dont on mesure l'affaiblissement au cours du trajet. En déterminant le coefficient d'atténuation de l'atmosphère, l'appareil peut donner la visibilité horizontale dans l'espace entre l'émetteur et le récepteur. Cette mesure n'est valide que pour l'espace entre l'émetteur et le récepteur à un moment donné mais si on la prend sur une certaine période de temps, sa moyenne peut être étendue à la région d'intérêt.



Figure 2.5 : Transmissiomètre au bord de piste

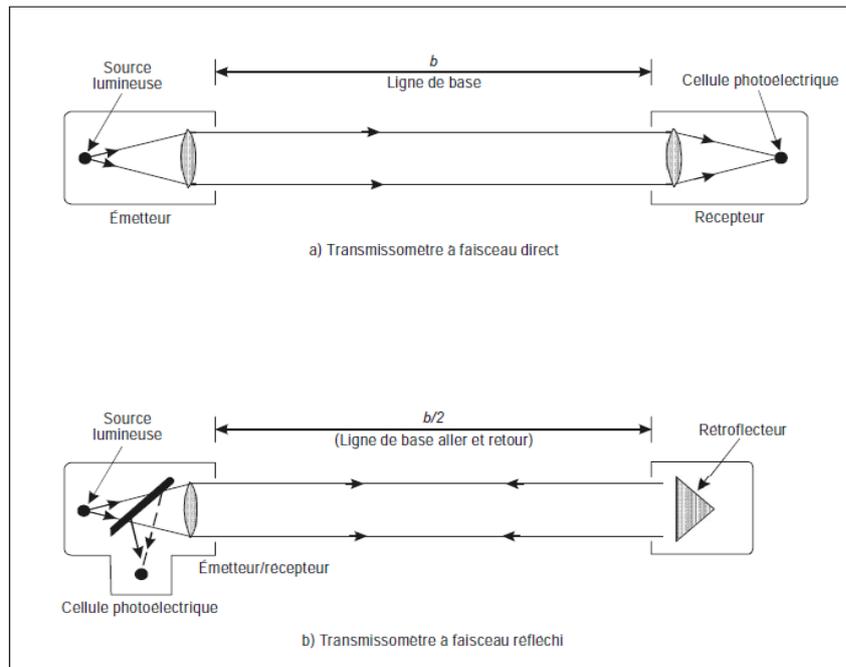


Figure 2.6: Schémas de deux types de transmissiometre

2.2.3.2 Le diffusometre optique

Le diffusometre optique (Figure 2.7) est un appareil qui consiste en un émetteur lumineux (lampe) et d'un récepteur. Les deux sont placés à un angle d'autour de 35° de l'horizontale, pointant vers une direction commune. Le coefficient d'extinction de l'onde émise est mesuré à partir de la diffusion latérale sur des particules dans l'air, telles la brume, qui se trouve entre l'émetteur et le récepteur. Le principal défaut de la mesure

par cet instrument est qu'elle est faite dans un petit volume d'atmosphère, pas toujours représentatif de la visibilité générale.



Figure 2.7 : Diffusomètre

2.2.3.3 Le céloètre

Le céloètre (Figure 2.8) est un laser qui émet à la verticale et dont le récepteur perçoit les retours de lumière venant des obstructions. En général, on l'utilise pour connaître la hauteur de la base des nuages mais des obstructions partielles comme la brume vont retourner un signal diffus qui peut être interprété comme la visibilité verticale



Figure 2.8 : Céloètre / télémètre laser

Il existe d'autres moyens d'observation de l'aérosol désertique au sol tels que les rapports synoptiques d'évènement de poussière et les mesures de flux de dépôt d'aérosols désertiques.

2.3 Les observations Spatiales

Les produits satellitaires offrent aujourd'hui de nouveaux outils pour étudier la variabilité spatiale et temporelle des émissions. Ces produits assurent une vision horizontale en 2D des panaches de poussière et offrent une couverture spatiale maximale. Sont décrits ci-dessous les principaux produits satellitaires permettant l'observation des poussières désertiques.

2.3.1 MODIS

L'instrument MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) a été lancé en 1999 à bord de deux satellites, Terra et Aqua (premier satellite de l'Aqua-Train), utilisés pour une large gamme de mesures spectrales (0.51-2.1 μm) pour séparer les composante anthropique des aérosols (mode fin) de celle des aérosols naturels (mode grossier). L'information additionnel dans le moyen de infrarouge permet d'estimer les contributions respectives des modes fin et grossier à l'épaisseur optique totale. L'algorithme développé pour l'instrument MODIS fournit principalement l'épaisseur optique spectrale et le rayon effectif des particules.

2.3.2 SEVIRI

Le capteur SEVIRI (Spinning Enhanced Visible and Infra Red Imager) est un radiomètre à balayage embarqué sur le satellite géostationnaire de seconde génération (MSG 1 et 2) depuis 2002. Ce radiomètre fonctionne dans le visible et l'infrarouge sur les longueurs d'onde réparties sur 12 canaux (04 dans le visible et 08 dans l'infrarouge). Il fournit une meilleure résolution spatiale et temporelle (à 1 km sol et des images toutes les 15 min). Les températures de brillance issues des canaux 8.7, 10.8 et 12 μm de SEVIRI sont utilisées en complément des températures de brillance de l'Infra-red Imager Radiomètre (IIR) afin d'obtenir une caractérisation des aérosols désertiques dans l'infrarouge en utilisant les différences de températures de brillance entre les différents canaux. Les aérosols désertiques sont détectés par MSG-SEVIRI jour et nuit par imagerie IR. Ces observations offrent l'avantage d'une bonne couverture spatiale de l'Afrique.

2.3.3 CALIOP et IIR

L'ensemble des instruments abord du satellite de CALIPSO (Cloud Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observation) mesure les distributions verticales des aérosols dans l'atmosphère, ainsi que les propriétés optiques et physiques des aérosols et des nuages. Le satellite CALIPSO, embarque une charge utile composée d'un Lidar à rétrodiffusion, instrument principal équipé d'un télescope de 1 m, une camera visible et de l'IIR.

- Le lidar à rétrodiffusion CALIOP (Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization) fournit des profils verticaux de réflectivité atmosphérique (à 532 nm et 1064 nm). Cette information est utilisée pour déterminer la distribution optique et radiatif des aérosols.

Le LIDAR fonctionne suivant le même principe que le radar en utilisant comme émetteur un laser pulsé (Figure 2.9). Le récepteur est constitué d'un télescope qui récupère la lumière diffusée par l'atmosphère dans sa direction pour être transformée en signal électrique après détection puis convertie en signal numérique. Puisque le télescope est placé à proximité immédiate du laser, on parle de lumière rétrodiffusée. Le faisceau laser se déplace à la vitesse de la lumière (c) dans le milieu atmosphérique et lorsque qu'il rencontre les molécules de l'air et les aérosols il est rétrodiffusé en partie. La mesure se fait à intervalles de temps décalés par rapport à l'émission laser, ce décalage (Δt) entre émission et réception permet de calculer la distance des couches diffusantes (aérosols, nuages) à la résolution verticale Δz donnée par :

$$\Delta z = (c \times \Delta t) / 2$$

Grâce à l'utilisation de décalages temporels successifs, on obtient un profil lidar dans une direction d'observation donnée.

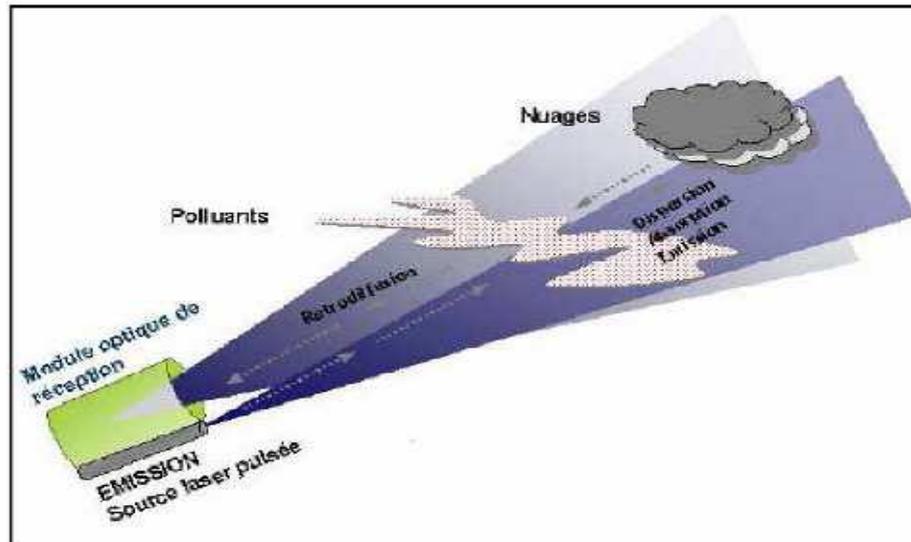


Figure 2.9: Schéma fonctionnel du LIDAR RETRODIFFUSION

- Un radiomètre imageur IIR dispose de 3 canaux dans l'infrarouge thermique à $8.65\mu\text{m}$, $10.6\mu\text{m}$ $12,05\mu\text{m}$. Ce radiomètre fournit le contexte de la mesure lidar de nuit. Il permet de restituer les caractéristiques microphysiques des nuages. Les différences de température de brillance entre canaux, vont permettre dans le cadre de ce travail de discriminer les situations de panache d'aérosols des situations nuageuses.

2.4 Les observations aéroportées

2.4.1 Le Falcon 20

Le Falcon 20 était équipé du lidar vapeur d'eau LEANDRE 2 (Lidar pour l'étude des interactions Aérosols Nuages Dynamique Rayonnement et cycle de l'Eau), d'un système de largage de dropsonde AVAPS (Vaisala) et d'un radiomètre du type CLIMAT (Figure 2.10).

- Le lidar LEANDRE 2 est un lidar à absorption différentielle, développé à l'Institut Pierre-Simon Laplace en collaboration avec la Division technique de l'INSU (Institut Nationale des Sciences de l'Univers) et avec l'aide financière du CNES (Centre National d'Etudes Spatiales). Il est opérationnel depuis 1995. Il a été développé pour répondre au besoin de documentation à haute résolution spatio-temporelle de la distribution de la vapeur d'eau dans la basse troposphère et d'amélioration des connaissances sur la dynamique de la couche limite atmosphérique, les échanges d'humidité entre surface et atmosphère, la formation nuageuse et les interactions aérosol-nuage-rayonnement, et l'initiation de la convection.

- Le radiomètre CLIMAT (Brogniez et al., 2003 ; Legrand et al., 2000) est conçu pour la mesure précise du rayonnement en provenance des diverses cibles de l'environnement terrestre. Il a été spécialement étudié pour être utilisé sur des plateformes mobiles, aéroportées ou embarquées sur un véhicule, depuis lesquelles il permet d'effectuer une mesure précise de la luminance et de la température de brillance dans trois canaux (8.7, 10.8 et 12.0 μm) simultanément. Les applications potentielles de ce radiomètre concernent entre autre l'étude de l'impact radiatif des nuages et des aérosols.



Figure 2.10 : le falcon 20 français à gauche ,le LEANDRE 2 embarqué à bord du le falcon 20 au milieu et le dropsonde à droite .

2.4.2 L'ATR 42

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. L'ATR 42 embarquait entre autre un radiomètre de type CLIMAT et le système AVIRAD (Formenti et al., 2010) d'échantillonnage des aérosols.

AVIRAD a été développé sous la responsabilité scientifique du LISA (Laboratoire Inter-Universitaire des Systèmes Atmosphériques). La Division Technique de l'INSU intervient dans la conception, le montage mécanique et électrique, les tests et l'intégration à l'avion. Le système aéroporté AVIRAD se compose d'une veine de prélèvement (Figure 2.11) couplée à différents analyseurs permettant d'acquérir, in situ, des informations concernant les propriétés physico-chimiques et optiques des particules atmosphériques. Ce type d'information est primordial afin de quantifier l'impact radiatif

direct et semi-direct des particules, qu'elles soient d'origine naturelle ou anthropique. Afin de documenter les propriétés optiques et radiatives des aérosols désertiques dans la basse troposphère ainsi que la distribution verticale de ces derniers, le système AVIRAD est équipé d'un étalomètre qui fournit les coefficients d'absorption des particules à 370, 470, 520, 590, 660, 880 et 950 nm, et d'une néphélographie qui mesure les coefficients de diffusion et rétrodiffusion à 450, 550 et 700 nm.



Figure 2.11 : L'ATR 42 au sol avant le décollage à Niamey (à gauche) et Veine AVIRAD de prélèvement (à droite).

2.5 Conclusion

Nous avons montré dans ce chapitre trois méthodes d'observations des aérosols désertique : les observations au sol, les observations satellitaires et les observations aéroportées. Nous avons présenté quelques instruments utilisés, les avantages et les limites de chaque instrument. Nous avons vu que ces observations ne sont pas toujours représentatives de la situation à plus grande échelle. Dans le prochain chapitre nous abordons la méthode de modélisation du cycle de ces aérosols désertique dans le système couplé ALADIN-SURFEX.

Chapitre 3

Modélisation du cycle des aérosols désertiques

3.1 Introduction

La modélisation offre une vision tridimensionnelle de l'atmosphère et permet d'évaluer le rôle individuel de chaque paramètre impliqué dans le cycle de vie de l'aérosol désertique. En effet, les aérosols constituent une partie intégrante de l'atmosphère et interagissent avec ses différentes composantes et l'évaluation des rétroactions aérosols-dynamique ne peut se faire que via la modélisation numérique qui permet entre autre la séparation entre les différentes composantes atmosphériques. Ceci nécessite, en retour, une bonne représentation physique du cycle des aérosols dans les modèles numériques ainsi qu'une résolution spatiale et temporelle suffisamment fine pour tenir compte à la fois des émissions sporadiques des zones sources localisées et celles issues des événements ponctuels fréquents. Sont décrites par la suite les différentes caractéristiques du modèle ALADIN utilisées dans ce travail de thèse pour modéliser le cycle atmosphérique de l'aérosol désertique.

3.2 Le modèle ALADIN

ALADIN (Air Limitée Adaptation dynamique Développement International) est un modèle spectral à aire limitée qui utilise une projection conforme de Lambert avec une représentation bi-Fourier et une troncature elliptique. Il est la version en aire limitée du modèle global Arpège (Courtier et al. , 1991). ALADIN a été développé dans le cadre d'une collaboration internationale entre Météo-France et des Services météorologiques partenaires, dans le but de mieux suivre le comportement des phénomènes de petite échelle tels que : le soulèvement orographique, la convection, la brise de mer ou de terre ... etc Ce projet a été mené en collaboration avec les pays suivants : l'Autriche, la Bulgarie, la Slovaquie, la République Tchèque, la Hongrie, la Pologne, la Roumanie, le Maroc, l'Algérie, la Belgique, la Croatie, la Slovénie, le Portugal, la Tunisie et la Turquie. Actuellement, Aladin regroupe 16 pays Européens et d'Afrique du Nord.

3.3 Dynamique du modèle

Le modèle ALADIN (Bubnovà et al., 1993) est basé sur les équations primitives hydrostatiques utilisant une décomposition horizontale spectrale en série bi-Fourier et

une coordonnée hybride (η) sur la verticale. Cette coordonnée hybride suit l'orographie et permet de cumuler les avantages de la coordonnée sigma (σ) pour les niveaux inférieurs du modèle (écriture assez simple de la condition à la limite inférieure de l'atmosphère) et ceux de la coordonnée pression pour les niveaux supérieurs. La coordonnée η est une fonction strictement croissante de la pression P et de la pression au sol P_s ($\eta = \eta(P, P_s)$). Les variables dynamiques du modèle (T, q, u, v, \dots) sont calculées aux niveaux P_i du modèle alors que les flux sont calculés sur les surfaces inter-couches.

3.4 Les équations primitives

Les équations de base régissant l'atmosphère en rotation, supposée isolée, sans échange avec l'extérieur sont :

- l'équation du mouvement (conservation du moment angulaire)
- l'équation de continuité (conservation de la masse)
- l'équation de la thermodynamique (conservation de l'énergie totale).

On ajoute une équation de conservation pour l'humidité spécifique afin de traiter la vapeur d'eau atmosphérique. Et, pour que le système soit fermé, il faut également ajouter l'équation d'état de l'air qui lie la pression, la masse volumique et la température. On considère que l'air est un mélange d'air sec, d'eau en phase gazeuse, liquide et solide et que l'air sec et la vapeur d'eau sont des gaz parfaits.

Les équations de base sont simplifiées après analyse de l'ordre de grandeur des divers termes des équations, compte tenu des échelles que l'on désire traiter lors de la modélisation. La prévision météorologique s'intéresse aux échelles horizontales allant de 10 à 10000 Km (ondes de méso-échelle, d'échelle synoptique et planétaire) qui correspondent à des échelles temporelles de quelques heures à plusieurs jours.

1- On fait l'approximation de la pellicule sphérique mince, ce qui permet de remplacer $z+R_t$ par R_t ($z =$ altitude, $R_t =$ rayon terrestre) ; les verticales sont alors considérées comme parallèles.

2- On néglige les termes impliquant la composante verticale de l'accélération de Coriolis dans l'équation du mouvement.

3- On suppose que la vitesse verticale est d'un ordre de grandeur inférieur à celui de la vitesse horizontale ; on peut alors négliger l'accélération de la vitesse verticale devant celle de la vitesse horizontale, ce qui amène à la relation de l'hydrostatique.

On obtient alors le système d'équations primitives reliant les quantités u, v, w, p, ρ, T, q .

Sur l'horizontale

$$\frac{d\vec{V}_h}{dt} = -\frac{1}{\rho} \vec{\nabla}_h P - 2\vec{\Omega}Z \wedge \vec{V}_h + \vec{F}_h \quad (3.1)$$

Sur la verticale : équation de l'hydrostatique

$$0 = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z} - g \quad (3.2)$$

L'équation de la Thermodynamique :

$$\frac{d(CpT)}{dt} = \frac{RT}{P} \frac{dp}{dt} + Q \quad (3.3)$$

Cette équation exprime qu'au cours du mouvement d'une particule atmosphérique la somme de la chaleur et du travail reçus par cette particule sert à augmenter son énergie interne.

L'équation de continuité :

$$\frac{d\rho}{dt} = -\rho \operatorname{div} \vec{v} \quad (3.4)$$

L'équation de l'humidité spécifique :

$$\frac{dq}{dt} = Q' \quad (3.5)$$

$$Q' = \text{Evaporation} - \text{Précipitation}$$

L'apparition et la disparition de vapeur d'eau sont paramétrées par un processus physique.

L'équation d'état des gaz parfaits :

$$P = \rho RT \quad (3.6)$$

Signification des symboles :

z, t : coordonnées d'espace et de temps.

\vec{v} : vecteur vitesse de la particule de composante u, v, w (vent).

\vec{v}_h : vecteur vent horizontal de composantes u, v .

$\vec{\Omega} \cdot \vec{z}$: Composante vertical du vecteur vitesse angulaire de la rotation de la terre.

T : température thermodynamique,

ρ : densité de l'air

p : pression

g : accélération de la pesanteur

C_n : chaleur spécifique de l'air humide à la pression constante.

R : constante des gaze parfaits pour le mélange.

q : humidité spécifique

\vec{F}_h : force de frottement

Q : taux d'apport de chaleur par rayonnement, par condensation de vapeur d'eau et par convection

Q' : taux d'apport de vapeur d'eau par condensation et évaporation.

Les termes *vecteur* F_h , Q et Q' sont des termes d'apport ou de dissipation de la quantité de mouvement, la température et la vapeur d'eau, respectivement.

Le domaine horizontal d'ALADIN, qui n'est autre que la projection du domaine géographique (une portion de sphère) sur un plan cartésien, peut être décomposé en trois régions distinctes (Figure 2.8) à savoir :

- une zone interne C (Centrale), dite domaine d'intérêt météorologique : elle correspond à la zone où le modèle calcule sa solution uniquement à partir de ses forçages locaux.
- une zone externe E , dite d'Extension : dans cette zone, les champs météorologiques qui ne sont pas forcément des champs périodiques horizontalement, sont extrapolés artificiellement en utilisant des fonctions splines cubiques, puis un lissage transversal Laplacien est appliqué. L'objectif est d'assurer la périodicité dans les deux directions zonale et méridienne. Grâce à cette idée dite de bi-périodisation, la technique spectrale (Orszag, 1970) en séries bi-Fourier peut être appliquée dans Aladin, bien que son domaine soit limité.
- une zone Intermédiaire I , dite zone de relaxation ou zone de couplage : elle se situe aux frontières latérales autour du domaine d'intérêt météorologique C . Dans cette zone, le couplage des champs propres à ALADIN avec ceux d'Arpège est effectué d'une façon lisse, d'une part pour tenir compte des effets de la circulation à grande échelle, et d'autre part pour éviter la réflexion des ondes dans cette zone de couplage. Cette opération est basée sur le principe de la relaxation donné par la formule de Davies (Davies, 1976) :

$$U_{\text{après-couplage}} = (1 - \alpha) U_{\text{avant-couplage}} + \alpha U_{\text{frontière}} \quad (3.7)$$

où U est la valeur d'un champ météorologique donné produit par ALADIN (prévu ou analysé), et α correspond au coefficient de relaxation. α est nul dans la zone C , il vaut 1 dans la zone E et varie entre 0 et 1 dans la zone I aux frontières. On note que l'opération du couplage est introduite comme dernière étape à chaque pas de temps. Une conséquence de la présence des conditions limites latérales est qu'une partie des erreurs de prévision ALADIN provient des erreurs de prévision Arpège.

La grille de calcul, quant à elle, est régulière avec une résolution fine. Le nombre de points de grille NXL (resp. NYL) est relié à la troncature M (N), dans la direction horizontale zonale (méridienne), par la relation : $NXL = 2(M + 1)$ ($NYL = 2(N + 1)$). Les champs produits par ALADIN sont météorologiquement significatifs uniquement dans la zone $(C+I)$, puisque dans la zone d'Extension, les valeurs résultent d'opérations purement mathématiques.

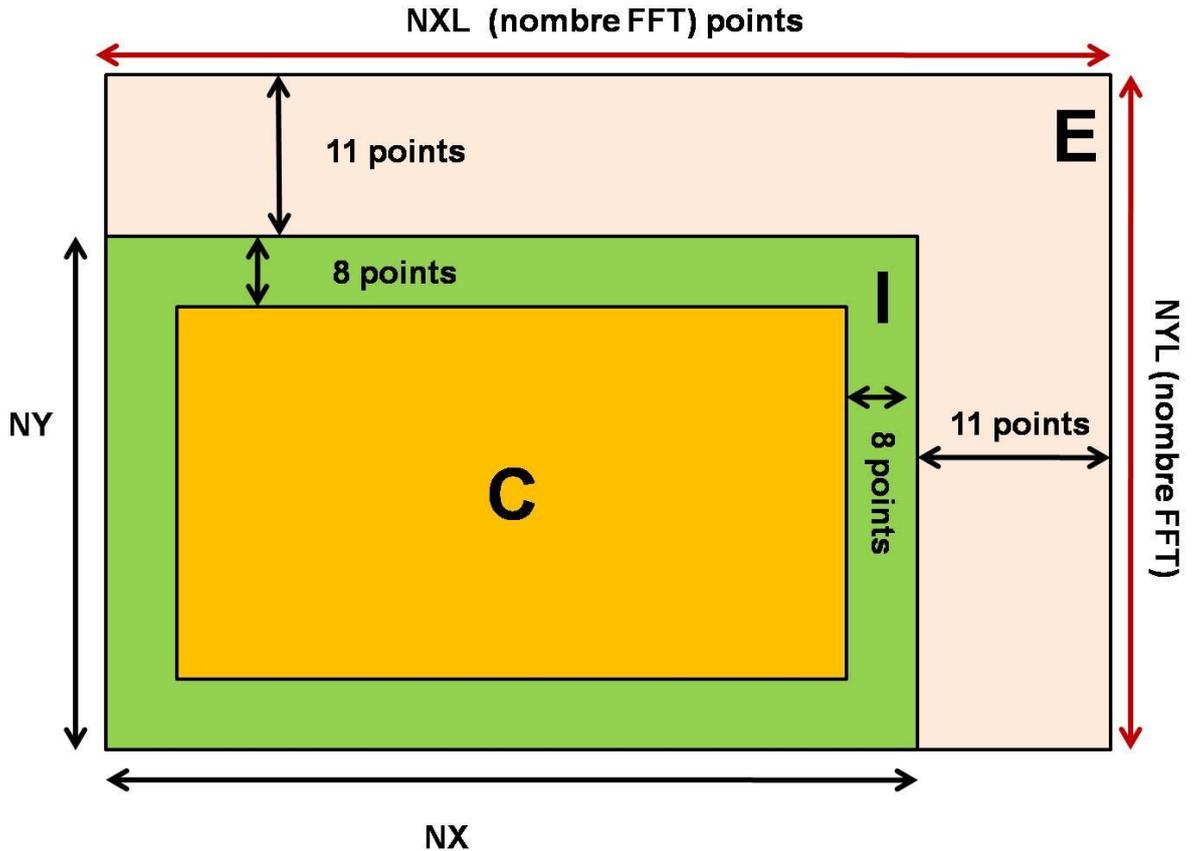


Figure 3.1 : Géométrie des zones d'intérêt météorologique (C), d'extension (E) et de relaxation aux frontières (I), dans le modèle Aladin.

Les équations de la dynamique sont discrétisées sur l'horizontale via une méthode spectrale de Fourier. L'intérêt de la méthode spectrale est qu'elle permet d'évaluer exactement (à la précision de l'ordinateur près) les dérivées spatiales et de calculer ainsi le déplacement des ondes sans erreur de phase, contrairement aux différences finies. Pour utiliser cette méthode, il est donc nécessaire de rendre le domaine d'intégration bi-périodique sur l'horizontale comme nous l'avons décrit précédemment (cf la zone E). En revanche, sur la verticale, la discrétisation usuellement employée est en différences finies/éléments finis.

Le schéma de discrétisation temporelle des équations du mouvement est semi-implicite semi-Lagrangien à deux pas de temps. L'avantage de ce schéma est que la condition de stabilité CFL est beaucoup moins contraignante que celle du semi-implicite Eulérien. Ceci permet d'utiliser, en pratique, des pas de temps plus longs qu'en Eulérien semi-implicite, réalisant du même coup une économie substantielle en temps de calcul.

Pour mettre en œuvre le schéma semi-Lagrangien, il faut connaître l'emplacement du point d'origine (O), le point au milieu de la trajectoire (M) et la valeur de divers champs en ces points. Ici, on entend par « trajectoire » le déplacement d'une pseudo-particule depuis un point d'arrivée correspondant à un point de grille. La recherche des points O et M s'effectue par un algorithme itératif en supposant une forme déterminée pour les trajectoires. Une fois connu l'emplacement des points O et M, les champs nécessaires aux calculs d'évolution y sont interpolés à partir des valeurs sur la grille du modèle.

Ainsi, en partant de la connaissance des champs initiaux sur C+I+E spectralement tronqués dans l'espace de Fourier, le pas de temps s'organise grossièrement de la manière suivante (Figure 2.9) :

- On démarre le pas de temps avec les champs spectraux. Les dérivées sont connues.
- Application de la transformée de Fourier rapide inverse (FFT^{-1}) afin d'obtenir les quantités utiles aux calculs ultérieurs dans l'espace point de grille.
- Calculs dans l'espace point de grille incluant les termes non-linéaires dynamiques, les termes de forçage dynamique (ex : orographie, ...), la détermination des trajectoires, les interpolations semi-lagrangiennes, et les termes issus des schémas de paramétrisation physique (ex : rayonnement, ...), pour finalement aboutir aux calculs complets des membres de droite explicites des équations semi-implicites.
- Application du schéma de relaxation (couplage). La prévision de grande échelle a été précalculée et stockée en mémoire toutes les 3 heures, puis linéairement interpolée dans le temps à chaque pas de temps.
- Application de la transformée de Fourier rapide directe (FFT).
- Résolution du problème implicite généré par le schéma semi-implicite dans l'espace spectral.
- Application d'une diffusion horizontale implicite dans l'espace spectral.

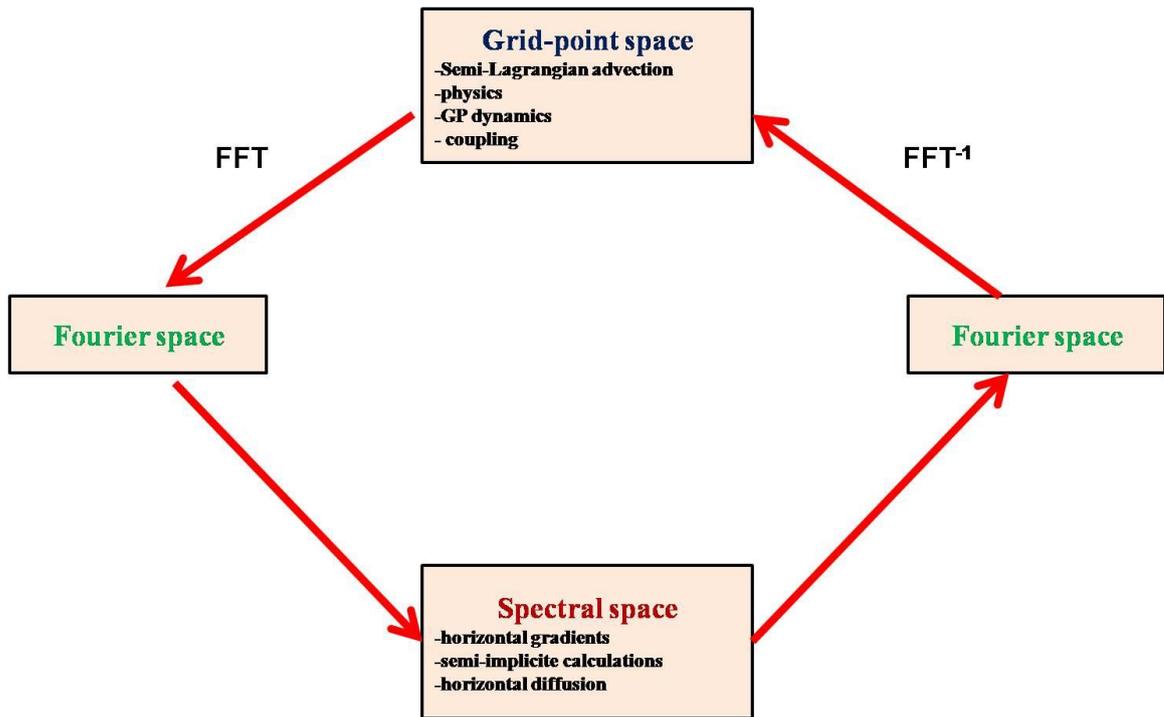


Figure 3.2 : Organisation du pas de temps dans ALADIN

3.5 Traitement du cycle atmosphérique des poussières dans ALADIN

Emission : Les émissions sont calculées dans le schéma de surface ISBA (Interaction Soil Biosphere Atmosphere) (Noilhan and Mahfouf, 1996) utilisé par SURFEX à travers le module DEAD (Dust Entrainment And Deposition) (Zender et al. 2003). Ce module est basé sur le schéma physique des émissions de Marticorena et Bergametti (1995). DEAD est appelé dans le code SURFEX pour les deux types de couverts COVER004 et COVER005 (Figure 2.10) relatifs aux fractions des sols nus et rocailleux, respectivement, issues de la base de données ECOCLIMAP. La modélisation de l'émission représente un challenge pour les scientifiques et les modélisateurs. En effet, elle nécessite des connaissances suffisantes sur les états du sol et les caractéristiques de la surface, telles que la texture du sol, la rugosité et les types de sol, pour déterminer les seuils d'érosion.

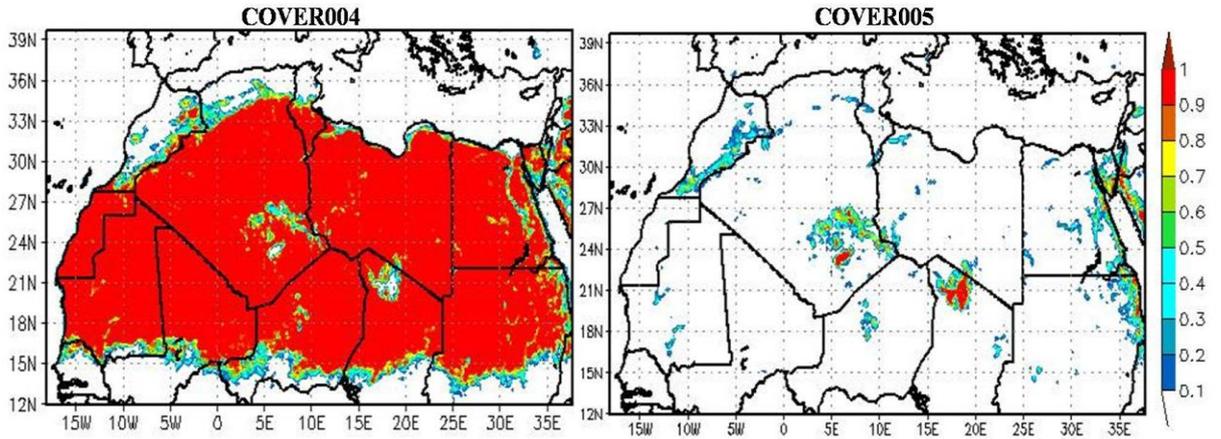


Figure 3.3: Fractions des couvert « COVER004 » et « COVER005 » relatifs, respectivement, aux sols nus et rocailleux pour l'Afrique du nord.

Transport : Le transport, la sédimentation et le dépôt humide des poussières désertiques sont gérés par le module ORILAM (Tulet et al., 2005) adapté à l'environnement ALADIN. Ce module, initialement développé pour MesoNH (Mesoscale Non-Hydrostatic atmospheric model), est basé sur la théorie lognormale trimodale.

3.5.1 Le modèle log-normal ORILAM

L'équation dynamique contrôlant l'évolution pronostique de la distribution en taille des aérosols dans l'atmosphère est donnée par Friedlander (1977) ; Seinfeld and Pandis (1997) :

$$\frac{\partial n(R_p)}{\partial t} = f(n(R_p)) \quad (3.8)$$

$$\text{avec } n(\ln(R)) = \frac{N}{\sqrt{2\pi \ln \sigma_g}} \exp \left(-\frac{\ln^2 \left(\frac{R}{R_g} \right)}{2 \ln^2(\sigma_g)} \right) \quad (3.9)$$

R : rayon des particules (μm)

N : concentration en nombre des particules (part.m^{-3})

R_g : rayon médian en nombre des particules (μm)

σ_g : coefficient de dispersion en taille des particules

La particularité du modèle ORILAM est de garder explicite la composition et la distribution des aérosols grâce à l'utilisation de moments d'ordre 0, 3 et 6 correspondant respectivement à la concentration en nombre, au rayon médian et à la dispersion en taille des particules (Binkowski and Roselle 2003, Tulet et al. 2005) :

Ainsi le moment d'ordre k sera défini en ($\mu m.cm^{-3}$) :

$$M_k = \int_0^{\infty} R^k n(R) dR \quad (3.10)$$

$$\text{et pour chaque mode } i : M_{k,i} = N_i R_{g,i}^k \cdot \exp\left(\frac{k^2}{2} \ln^2(\sigma_{g,i})\right) \quad (3.11)$$

Le moment d'ordre 0 donne la concentration en nombre de particules pour le mode i ($part.m^{-3}$) :

$$N_i = M_{0,i} \quad (3.12)$$

Le moment d'ordre 3 donne le rayon médian des particules pour le mode i (μm) :

$$R_{g,i} = \left(\frac{M_{3,i}^4}{M_{6,i} M_{0,i}^3} \right)^{\frac{1}{6}} \quad (3.13)$$

Le moment d'ordre 6 donne le coefficient de dispersion en taille des particules pour le mode i :

$$\sigma_{g,i} = \exp\left(\frac{1}{3} \sqrt{\ln\left(\frac{M_{0,i} M_{6,i}}{M_{3,i}^2}\right)}\right) \quad (3.14)$$

Initialement, la distribution en taille utilisée dans le modèle ORILAM est celle d'Alfaro et Gomes (2001). Basé sur les mesures effectuées par avion (ATR-42) en Afrique de

l'Ouest, Crumeyrolle et al., (2011) ont proposé une distribution plus fine par rapport à la précédente, dite AMMA.

3.5.1.1 Dépôt sec des poussières désertiques

Le dépôt sec des poussières désertiques est calculé dans le système couplé ALADIN-SURFEX en suivant le principe de la diffusion Brownienne :

$$D_p = \left(\frac{kT}{6\pi\nu\rho_{air}r_p} \right) C_c \quad (3.15)$$

et la vitesse gravitationnelle

$$V_g = \left(\frac{2g}{9\nu} \left(\frac{\rho_{p,i}}{\rho_{air}} \right) r_p^2 \right) C_c \quad (3.16)$$

avec k est la constante de Boltzmann, T la température ambiante, ν la vitesse cinétique de l'air, ρ_{air} la densité de l'air, $\rho_{p,i}$ la densité de particule de mode i et $C_c = 1 + 1.246 \frac{\lambda_{air}}{r_p}$ est le coefficient de glissement « gliding coefficient », λ_{air} est le parcours moyen libre (mean free path).

Le dépôt sec est évalué en deux étapes distinctes : le dépôt sec à la surface est traité dans le modèle de surface SURFEX, et le dépôt sec dans l'atmosphère ou la sédimentation est calculé dans le modèle ALADIN.

3.5.1.2 Dépôt sec à la surface

Le schéma de Seinfeld et Pandis (1997) est adopté pour quantifier le dépôt sec des poussières désertiques dans SURFEX en se basant sur le concept des résistances de Wesely (1989). La vitesse de dépôt sec pour le moment « k » de mode « i » est donnée par :

$$V_{dki} = \left(\frac{1}{r_a + r_{dki} + r_a r_{dki} Vg_{pgi}} \right) + Vg_{pgi} \quad (3.17)$$

avec

r_a résistance aérodynamique calculée par le modèle de surface SURFEX

$r_{dk,i}$ résistance de la surface donnée par la relation suivante :

$$r_{dk,i} = \left[\left(Sc_i^{-2/3} + 10^{-3/St_i} \right) \left(1 + 0.24 \frac{w_*}{u_*^2} \right) u \right]^{-1} \quad (3.18)$$

avec

$Sc_i = \frac{v}{D_{pki}}$ nombre de Schmidt, $St_i = \frac{u^2}{g\nu} Vg_{pki} \cdot u_*$ et w_* sont respectivement la vitesse de friction et la vitesse convective. Ils dépendent à la fois des conditions météorologiques et des conditions de surface.

La diffusivité Brownienne pour le « k^{ième} » moment est donnée par :

$$D_{pki} = D_{Pg,i} \left[\exp\left(\frac{-2k+1}{2} \ln^2 \sigma_{g,i}\right) + 1.246 Kn_g \cdot \exp\left(\frac{-4k+4}{2} \ln^2 \sigma_{g,i}\right) \right] \quad (3.19)$$

avec $D_{Pg,i} = \left(\frac{kT}{6\pi\nu\rho_{air}R_{g,i}} \right)$

et la vitesse gravitationnelle par :

$$Vg_{pki} = Vg_{Pg,i} \left[\exp\left(\frac{4k+4}{2} \ln^2 \sigma_{g,i}\right) + 1.246 Kn_g \cdot \exp\left(\frac{2k+4}{2} \ln^2 \sigma_{g,i}\right) \right] \quad (3.20)$$

avec $Vg_{Pg,i} = \left(\frac{2g}{9\nu} \left(\frac{\rho_{pj}}{\rho_{air}} \right) R_{g,i}^2 \right)$

Finalement, le dépôt sec $DEPM_{3,i}$ est calculé uniquement pour le moment d'ordre 3 qui représente le flux de masse:

$$DEPM_{3,i} = V_{dk,i} \times M_{3,i} \quad (3.21)$$

La nouvelle valeur du moment $M_{3,j}$ est :

$$M_{3,i} = M_{3,i} - DEPM_{3,i} \quad (3.22)$$

Les moments d'ordre 0 et d'ordre 6 sont calculés finalement à partir du moment d'ordre 3 comme suit :

$$M_{0,i} = \frac{M_{3,i}}{R_{g,i}^3 \exp\left(\frac{9}{2} \ln(\sigma_i)^2\right)} \quad (3.23)$$

et

$$M_{6,i} = M_{0,i} R_{g,i}^6 \exp(18 \ln(\sigma_i)^2) \quad (3.24)$$

La vitesse cinétique v est donnée par :

$$v = 1.8325 \times 10^{-5} \times 416.16 / (T + 120) \times (T / 296.16) \times \sqrt{\frac{T}{296.16}} \quad (3.25)$$

et

$$\lambda_{air} = v / \rho_{air} \times 10^6 \times \sqrt{1.89 \cdot 10^{-4} \frac{m_{air}}{T}} \quad (3.26)$$

m_{air} masse molaire de l'air égale à 28.9644 g/mol

3.5.1.3 Sédimentation

Le flux de sédimentation $SEDM_{3,i}^L$ est calculé dans le modèle ALADIN en utilisant la vitesse gravitationnelle. La sédimentation commence par le niveau supérieur puis se calcule jusqu'au niveau inférieur:

$$SEDM_{3,i}^L = V_{pg,i} \times M_{3,i}^L \quad (3.27)$$

La nouvelle valeur du moment $M_{3,i}$ est calculée ainsi :

$$M_{3,i}^L = M_{3,i}^L + \Delta EP_{layer}^L \times (SEDM_{3,i}^{L+1} - SEDM_{3,i}^L) \quad (3.28)$$

$\Delta EP_{layer}^L = \frac{\Delta t}{P^{L+1} - P^L}$ est l'épaisseur de la couche atmosphérique au niveau L , P la pression atmosphérique au niveau L et Δt le pas de temps.

3.5.1.4 Traitement du dépôt humide des aérosols désertiques dans ALADIN

Le schéma de dépôt humide des aérosols désertiques adopté pour ALADIN est celui développé dans ORILAM pour le modèle Méso-NH par le CNRM et le laboratoire d'Aérodologie de Toulouse (Tulet et al., 2010). Quatre processus physiques relatifs au dépôt humide ont été considérés dans ORILAM, qui permettent de suivre la masse de matière minérale dans le schéma microphysique nuageux: (i) la collection des aérosols désertiques par les hydrométéores (nuages et les gouttelettes d'eau) sous l'effet d'impaction, interception et diffusion brownienne, (ii) la collection des aérosols désertiques par les gouttelettes d'eau précipitantes (sédimentation humide), (iii) l'autoconversion des nuages en précipitation, ceci permet l'augmentation des concentration des aérosols désertiques dans les précipitations et en contre-partie leur diminution dans les nuages et (iv) l'évaporation des précipitations, ce qui provoque la libération d'aérosols désertiques dans l'atmosphère à l'état sec. Ces processus sont schématisés dans la Figure 2.11:

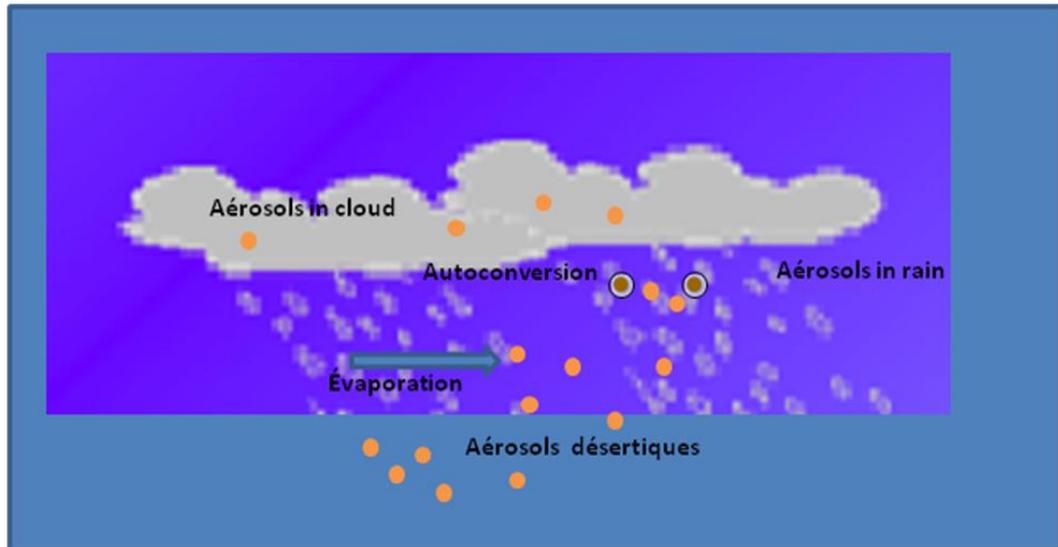


Figure 3.4 : Schéma des processus physiques relatifs aux aérosols désertiques traités dans Aladin.

Les aérosols désertiques se trouvent dans l'atmosphère sous trois classes différentes. Une première classe pour l'aérosol désertique à l'état sec, une deuxième pour l'aérosol incorporé dans les nuages et une troisième pour l'aérosol incorporé dans les gouttelettes d'eau, tout en conservant les mêmes modes (moyen, grossier et fin) pour chaque classe d'aérosols désertiques.

La collection des aérosols désertiques par les hydrométéores est traitée suivant la paramétrisation de Pruppacher et Klett, (2000).

$$C(t_0 + \Delta t) = C(t_0) \cdot \exp(-A_B \cdot \Delta t) \quad (3.29)$$

C : concentration des aérosols désertiques :

A_B : Coefficient de scavenging (recyclage) dû au mouvement brownien calculé par la formule semi-empirique de Pruppacher and Klett, (2000).

$$A_B = \frac{1.35 \cdot LWC \cdot D_P}{r_{rain}^2} \quad (3.30)$$

LWC : en g/cm^3 contenu en eau liquide sous forme nuageuse.

D_P : Diffusivité brownienne m^2/s

r_{rain} : Rayon des gouttelettes de pluie

La collection des aérosols désertiques par les gouttelettes d'eau est paramétrée suivant Slinn (1979) :

$$A_B = \frac{E}{r_{rain}} \cdot 0.75 \cdot F_{rain} \quad (3.31)$$

E : l'efficacité de collection décrite dans Seinfeld and Pandis (1997) ; Tost et al. (2006)

$$E = \frac{4}{\text{ReSc}} \left(1 + 0.4\text{Re}^{1/2}\text{Sc}^{1/3} + 0.16\text{Re}^{1/2}\text{Sc}^{1/2} \right) + 4\Phi \left(\omega^{-1} + (1 + 2\text{Re}^{1/2})\Phi \right) + \left(\frac{\text{St} - S}{\text{St} - S + 2/3} \right)^{3/2} \quad (3.32)$$

$$S = \frac{1.2 + \frac{1}{12} \ln(1 + \text{Re})}{1 + \ln(1 + \text{Re})} \quad (3.33)$$

F_{rain} : Flux de précipitations

3.6 Conclusion

Dans ce chapitre nous avons décrit d'une façon succincte le système couplé ALADIN-SURFEX qui permet la modélisation du cycle atmosphérique de l'aérosol désertique. L'émission des poussières est traitée dans SURFEX via DEAD introduit dans ISBA. Les processus de transport et du dépôt sont gérés dans le modèle atmosphérique ALADIN via le module ORILAM. Nous avons ensuite donné les bases théoriques du module ORILAM adapté à l'environnement ALADIN.

Chapitre4

Validation des coefficients d'extinction simulés par ALADIN

4.1 Introduction

La validation des produits des modèles numériques de prévision du temps constitue une étape primordiale avant de les mettre au service de l'exploitation. Sachant que les produits du modèle ALADIN en termes de concentration de poussière, d'épaisseur optique et de visibilité ont été déjà validés par les travaux de Mokhtari et al., (2012) et (MEKAHLIA A. & HELLAL B., 2012). Cette partie de travail s'inscrit dans la poursuite de ces travaux. Elle est consacrée à la validation des coefficients d'extinction simulés par ALADIN avec ceux observés durant la campagne AMMA (Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine), Le coefficient d'extinction est défini comme la diminution relative d'énergie à la traversée du milieu. Il est la somme des coefficients d'absorption et de diffusion et dépend en général de la longueur d'onde λ du rayonnement.

4.2 La campagne AMMA

Le projet AMMA est un programme internationale qui étudie la mousson Africaine dans le but d'améliorer la prévision de la mousson dans l'Afrique de l'ouest et d'analyser l'impacte des poussières sur l'environnement africain et mondiale. Ce programme qui se déroule pendant 10 ans (2001-2010) inclue plusieurs périodes d'observations intensives (LOP, AOP, SOP) pendant le cycle de la mousson Africaine. Pour accomplir ses observations, plusieurs instruments d'observations incluant des instruments de mesure au sol, spatiale et aéroporté ont été déployé.

4.2.1 Les périodes d'observation AMMA

On trouve trois périodes d'observation (Figure 2.1)

- la période d'observation à long terme (LOP : 2001-2010): cette période d'observation permet de documenter et d'analyser la variabilité interannuelle de la mousson Africaine, et permet aussi la validation de modèle de surface continentale.

- la période d'observation renforcées (EOP : 2005-2007): cette période permet une étude détaillée des conditions de surface et des paramètres atmosphériques pour plusieurs saisons. Cette période dispose des moyens de mesure complémentaires de la période LOP qui se caractérise par une plus grande continuité temporelle.
- la période d'observation spéciale (SOP 2006) : elle est destinée à des observations intensives de processus particuliers et subdivisée en quatre périodes:

SOP0 Processus saison sèche : janvier/février 2006

SOP1 Déclenchement de la Mousson : juin 2006

SOP2 Maximum de la Mousson : 1er juillet - 10 septembre 2006

SOP3 Retrait de la Mousson : 10 septembre - 30 septembre 2006

C'est les données de la période SOP qui se sont utilisées dans ce présent travail pour valider les coefficients d'extinction simulés par ALADIN.

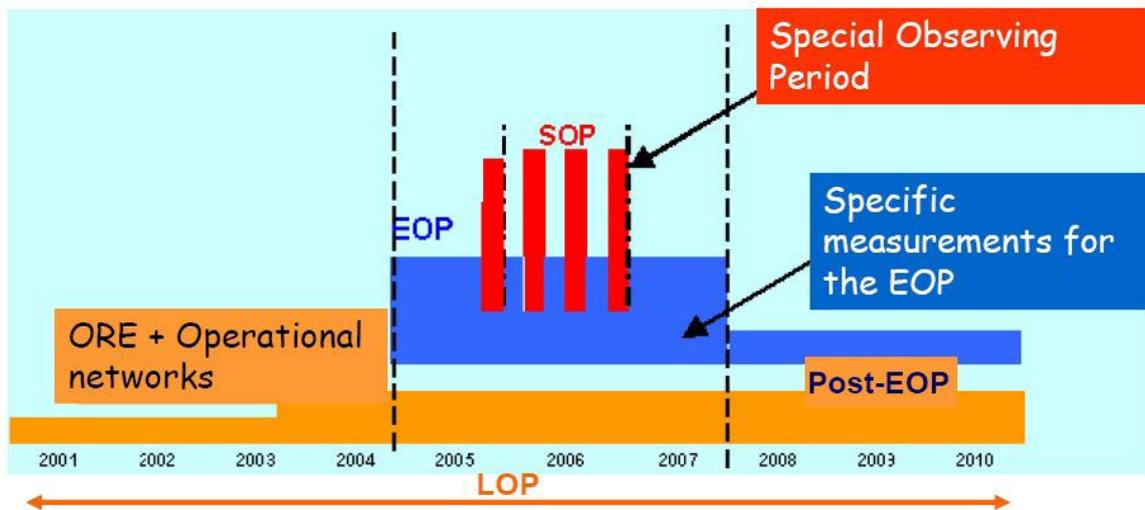


Figure 3.1 : Les périodes d'observations d'AMMA

4.3 Extraction des données LIDAR

Afin de réaliser cette étude il a fallu récupérer les données LIDAR des coefficients d'extinctions de la banque de données AMMA disponibles sur leur site « database.amma-international.org ». Les données disponibles dans cette base de données correspondent aux données mesurées durant la période d'observation spécial

sur les sites de Banizoumbou, Cinzana et Mbour, où les mesures réalisées sont plus intenses. Ces mesures correspondent aux différentes périodes de la journée mais qui ne sont pas régulières.

4.3.1 Recensement des épisodes de poussières durant la période SOP

Le recensement des épisodes de poussière à partir des données LIDAR est très contraignant vu la qualité de ces données en terme de densité. En effet, cette base de données possède, pour chaque mesure, plus de 180 valeurs réparties d'une façon régulière sur un profil vertical de 10 km. Pour chaque journée nous possédons plusieurs mesures. Pour contourner à ce travail pénible, nous avons utilisé les observations des épaisseurs optiques disponibles sur le réseau mondial AERONET, fournies par le site web www.aeronet.gsfc.nasa.gov afin de dénombrer les épisodes de poussière.

L'avantage de la banque de données AERONET est qu'elle dispose d'une interface graphique qui permet le traitement et la manipulation des données sur une échelle journalière, mensuelle et annuelle. L'accès à cette banque de données est libre.

Sur cette page on trouve toutes les stations installées dans le monde réparties sur une carte géographique.

Les données relatives à chaque station sont classées en trois catégories en fonction d'un indice de qualité :

- Les données de niveau 1 qui représente les données brutes d'épaisseur optique.
- Les données de niveau 1.5 où le masque nuage est automatiquement appliqué alors que l'étalonnage final n'est pas forcément effectué.
- Les données de niveau 2 où le masque nuage est appliqué ainsi que l'étalonnage final et les données sont inspectées manuellement.

Chaque catégorie possède des mesures d'AOD à des longueurs d'onde suivantes: 1020 nm, 870 nm, 670 nm et 440 nm.

Il est également possible d'obtenir le nombre de mesures par jours (N) utilisé pour le calcul des moyennes journalières pour chaque longueur d'onde ainsi que les rétro-trajectoires de masse d'air associées pour chaque journée.

Sur chaque diagramme, sont indiqués le nom de la station, ses coordonnées géographiques, le niveau de qualité des données AOD choisies et la date qui leur correspond.

Notre étude portera tout particulièrement sur les données d'AOD de niveau 2 à la longueur d'onde 440 nm propices à l'observation des particules les plus fines et donc adaptées à une comparaison avec les mesures de concentration en particules de diamètre aérodynamique inférieur à 2.5 μm .

4.3.2 Traitement des données AOD

Nous commençons d'abord à regarder l'évolution mensuelle des AOD. Nous donnons ci-après un exemple pour le site de Banizoumbou.

La station de Banizoumbou est un site sahélien de coordonnée géographique 13°32'27''N, 02° 39'54''E et de 250m d'altitude. Elle est située à 50 kilomètres de Niamey (Niger). Elle est équipée d'un Photomètre et d'un radiomètre CLIMAT.

La figure 3.2 représente l'évolution des épaisseurs optiques pour le mois de juin 2006 sur le site de Banizoumbou. Cette figure montre que les épaisseurs optiques sont importantes durant les journées de 9 au 16 juin 2006. Les valeurs d'AOD enregistrées pour cette période dépassant 2. Cela signifie qu'un phénomène de poussière avait marqué la région de Banizoumbou du 9 au 16 juin 2006.

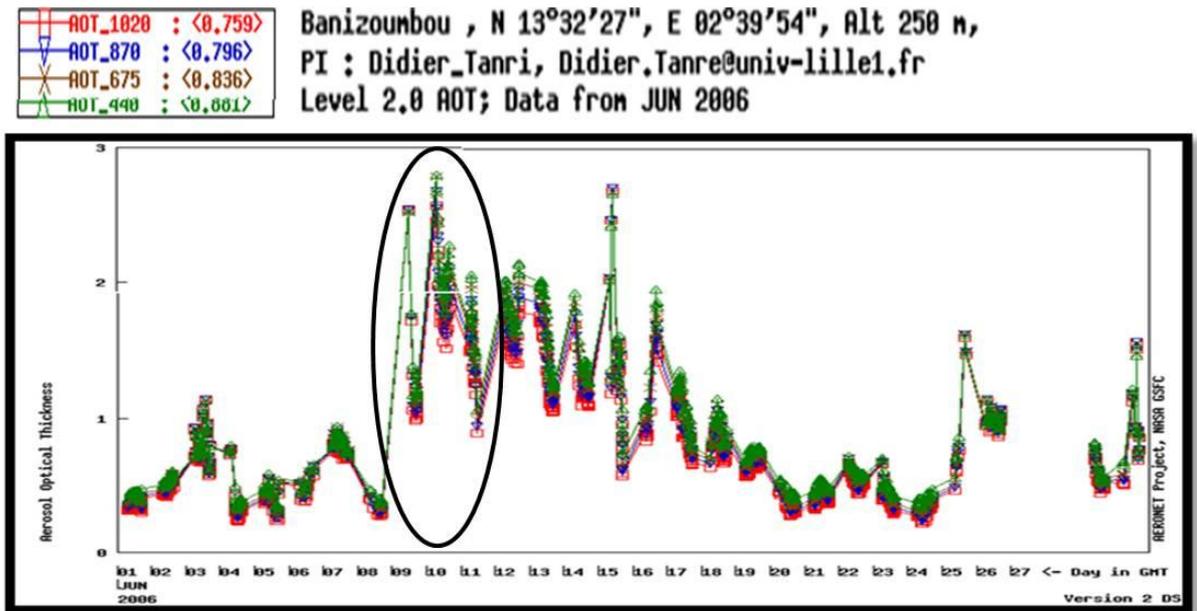


Figure 4.2: Evolution des épaisseurs optiques durant le mois de juin 2006 pour la station de Banizoumbou.

Une fois la période de l'épisode de poussière est détectée, nous regardons à l'échelle horaire pour positionner toute au long de la journée les pic d'AOD.

On s'intéresse aux journées de 10 et 11 juin 2006.

La figure 3.3 représente l'évolution des épaisseurs optiques durant la journée de 10 juin 2006 pour la station de Banizoumbou. Le maximum d'AOD est enregistré à 8:00 UTC avec une valeur avoisinante 2.8. Un autre pic dépassant 2 est observé entre 15 et 18 heures UTC.

Pour la journée de 11 juin 2006, le maximum d'AOD est observé entre 7 heures et 8 heures UTC (Figure 3.4).

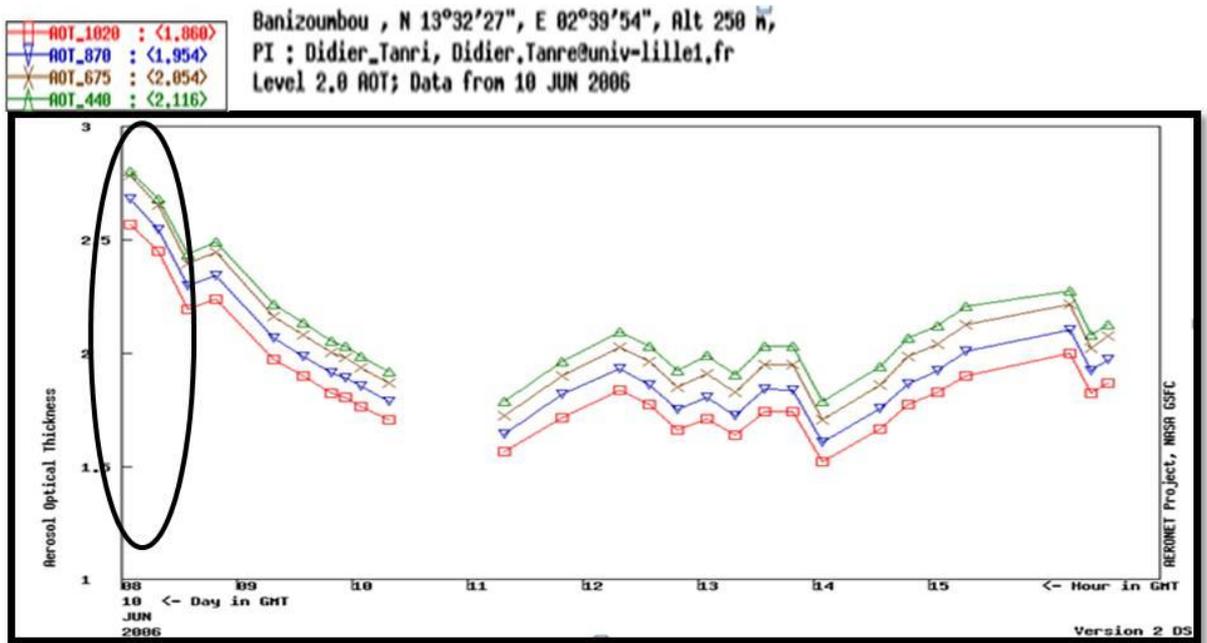


Figure 4.3: Evolution des épaisseurs optiques durant la journée de 10 juin 2006 pour la station de Banizoumbou.

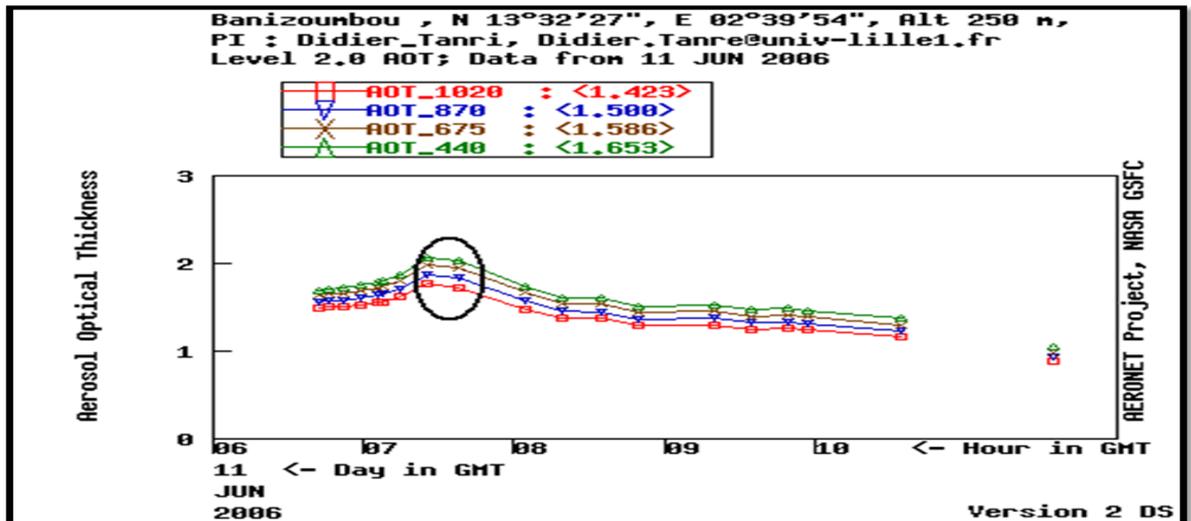


Figure 4.4: Evolution des épaisseurs optiques durant la journée de 11 juin 2006 pour la station de Banizoumbou.

4.3.3 Cartes d'AOD observées par AQUA/MODIS et simulées par ALADIN

Nous avons également consulté les cartes d'AOD observées par AQUA/MODIS pour plus de confirmation et de renseignement sur l'épisode de 10-11 juin 2006 (figure 3.5). Ces cartes permettent une vue d'ensemble sur la distribution horizontale des aérosols désertiques les journées de 10-11 juin et donnent une idée sur l'ampleur de phénomène qui a touché la région de Banizoumbou et ses environ en cette période.

Nous avons utilisé les deux produits MODIS ordinaire et MODIS Deep Blue. Ces deux produits sont complémentaires.

Le produit MODIS ordinaire donne des informations, en termes d'épaisseur optique, sur les surfaces végétales et les océans. Tandis que le produit MODIS Deep Blue donne des informations au dessus des régions désertiques.

On observe sur la figure 3.5 (à gauche) un noyau d'AOD d'intensité supérieur à 2 localisé au sud de Niger jusqu'à Tchad. Alors la figure 3.5 (à droite) montre des noyaux d'AOD qui dépassent 2.2 localisés au centre de Niger et au centre du Sahara en Algérie.

Sur la région de Banizoumbou, l'AOD observée dépasse 1.8 (figure 3.5 à droite).

Du même, le modèle ALADIN prévoit les forts noyaux d'AOD sur le centre du Niger et le Sahara algérien (Figure 3.6). le maximum d'AOD simulé par ALADIN atteint 2.2 localisé au centre de Niger.

Sur la région de Banizoumbou Aladin prévoit des AOD de l'ordre de 1.4.

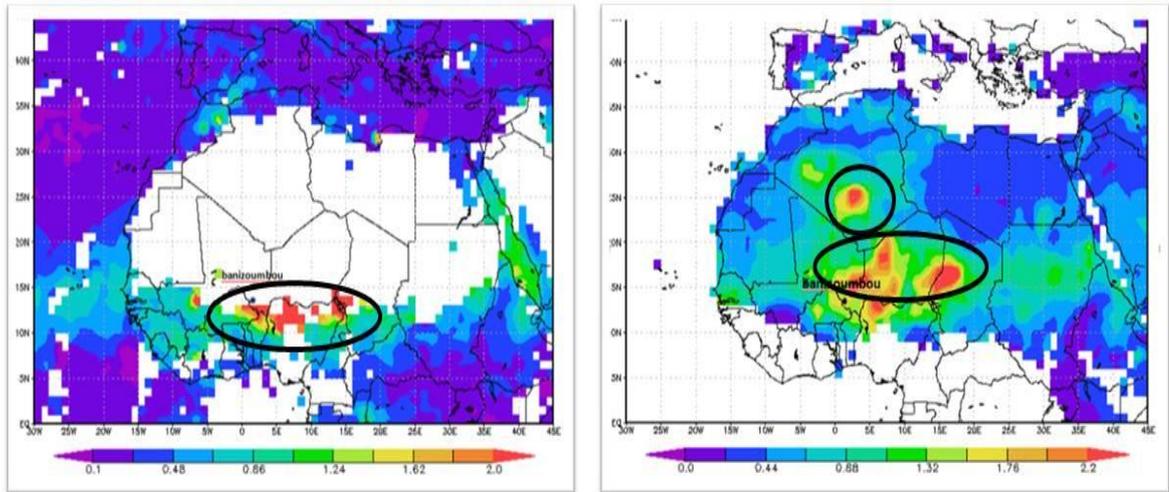


Figure 4.5: Moyenne journalière des épaisseurs optiques observée par MODIS ordinaire (à gauche) et MODIS Deep Blue (à droite). Les valeurs sont moyennées pour la période 10-11 juin 2006.

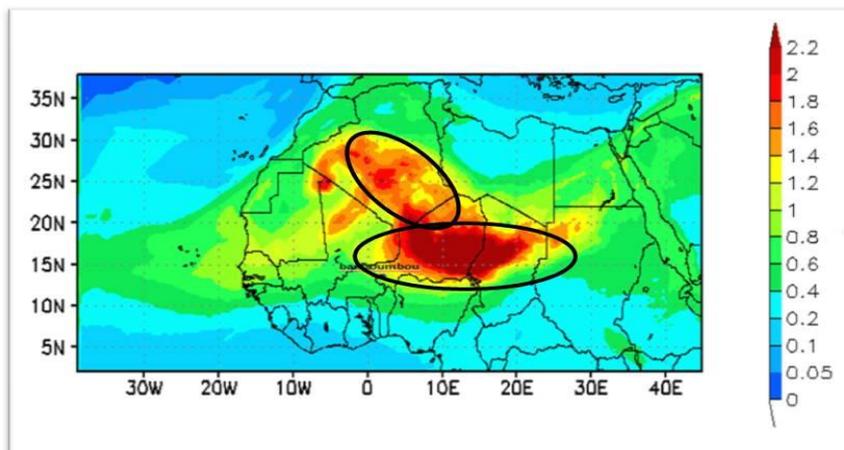


Figure 4.6: Moyenne journalière des épaisseurs optiques simulée par ALADIN pour la période 10-11 juin 2006.

4.3 Les profils d'extinction

Une fois les épisodes de poussière sont sélectionnés à partir des observations d'AOD, la manipulation de la base de données AMMA/LIDAR se simplifie.

Comme les sorties de modèle ALADIN sont d'un intervalle de 3 heures, donc nous avons pris les échéances proches de l'heure d'observation. Ces échéances sont 6:00 et 18:00 heures (UTC). La figure 3.7 représente les profils verticaux d'extinction

simulés par ALADIN (en rouge) et observés par LIDAR (en bleu) pour les journées 10 (en haut) et 11 juin 2006 pour le site de Banizoumbou.

En ce qui concerne les observations LIDAR (ligne bleu), on peut distinguer deux zones principales où les extinctions sont importantes. La première zone située dans les basses couches à des altitudes inférieures à 4000 m, c'est la couche limite atmosphérique. Dans cette couche on trouve différents types d'aérosols qui peuvent contribuer à l'augmentation des coefficients d'extinctions tels que, les aérosols désertiques et les feux de biomasses et aussi les nuages bas. En effet le mois de juin marque le début de la saison de la mousson, donc ce type des nuages sont très fréquent dans cette région. La figure 3.8 montre bien la couverture nuageuse observée par AQUA/MODIS les journées de 10 et 11 juin 2006. Nous signalons aussi que la région de Banizoumbou est située dans la capitale de Niger (Niamey) donc elle est certainement affectée par les aérosols chimiques issus de l'activité industrielle et automobile qui connue cette villes. L'extinction observé à ces altitudes (<4000m) atteint 0.5 km^{-1} pour les journées du 10 et 11 juin notamment pour l'échéance 6:00 heures UTC (figure 3.7 à droite). Ces valeurs importantes montrent bien la concentration des différents aérosols dans la couche limite atmosphérique.

La deuxième zone est située à des altitudes supérieures à 6000 m. Cette zone est caractérisée, principalement, par la présence des nuages élevés (cirrus et Cirrostratus). Les aérosols désertiques et les feux de biomasse atteignent rarement ces niveaux avec des concentrations trop faibles.

Le modèle ALADIN a bien simulé les valeurs importantes des coefficients d'extinction concentrés dans la couche limite atmosphérique (ligne rouge). Les valeurs simulées atteignent 0.15 km^{-1} la journée du 10 juin et 0.35 km^{-1} pour la journée du 11 juin. Ces valeurs simulées sont sous estimées par rapport aux observations. Cela est justifié le faite qu'ALADIN ne prend pas en compte les autres aérosols qui peuvent influencer les coefficients d'extinction.

Pour les couches supérieures (>6000 m), les coefficients d'extinction simulés par ALADIN sont trop faibles ce qui est en concordance avec la réalité.

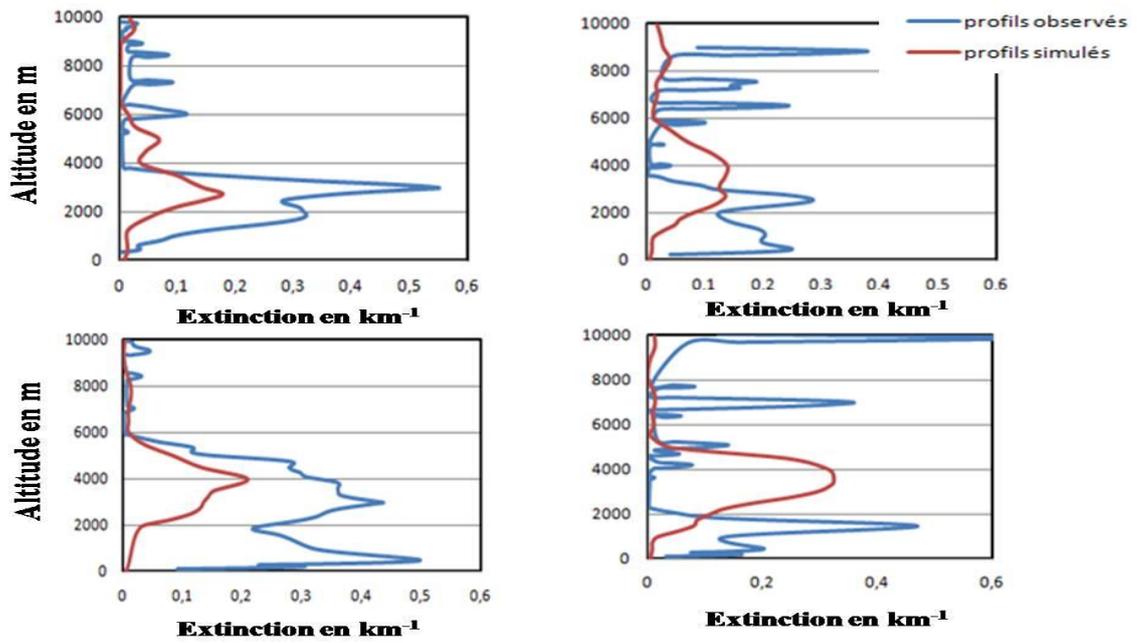


Figure 4.7 : Profils d'extinctions simulés par ALADIN (en rouge) et observés (en bleu) pour les journées 10 (haut) et 11 (bas) juin 2006 pour la station de Banizoumbou. A gauche de la figure montre l'échéance 6 :00 heures et à droite c'est l'échéance 18 :00 heures.

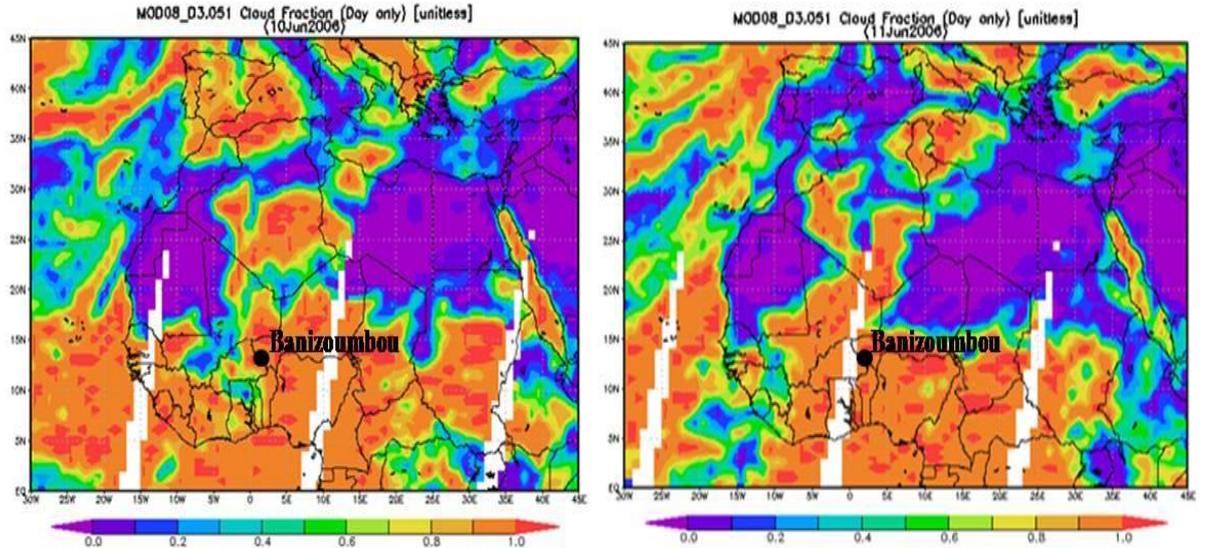


Figure 4.8 : Couverture nuageuse observée par AQUA/MODIS les journées de 10 (à gauche) et 11 (à droite) juin 2006.

4.4 Conclusion

Ce chapitre est consacré à la validation des coefficients d'extinction simulés par ALADIN par rapport aux observations AMMA. Nous avons exposé la méthode suivie pour la validation en commençant par l'extraction des données lidar durant la période d'observation SOP de la campagne AMMA, puis le recensement des épisodes de poussières à partir des observations AERONET et enfin l'inter-comparaison des extinctions simulés et ceux observés. Les résultats exposés sont très satisfaisants, puis ALADIN a pu reproduire le profil vertical des extinctions sur la station de Banizoumbou.

Conclusion

Ce mémoire est une contribution qui vise à améliorer nos connaissances sur le cycle atmosphérique des aérosols désertiques et leurs impacts sur le climat et l'environnement. Son objectif était d'analyser la capacité de modèle ALADIN à représenter la distribution verticale des aérosols désertiques. Cette analyse a été faite par rapport aux mesures LIDAR des coefficients d'extinction observés durant la campagne de mesure AMMA.

Pendant ce travail de mémoire nous avons donné, en premier lieu, des généralités sur les aérosols désertiques et quelques définitions sur la visibilité météorologique. Nous avons, également, exposé les différentes étapes du cycle de l'aérosol désertique et les moyens d'observation et de modélisation de ce cycle. Nous avons présenté l'outil numérique ALADIN et le module ORILAM qui permet le calcul des propriétés optiques des aérosols désertiques et leur transport.

Durant ce mémoire nous avons manipulé trois bases de données relatives aux propriétés optiques des aérosols désertiques qui sont : AMMA, PHOTON/AERONET et AQUA/MODIS. Cela nous a permis d'avoir une certaine maîtrise de ces bases de données.

A partir de ces bases de données nous avons pu tracer les profils verticaux des extinctions, les évolutions journalières et mensuelles des AOD et cartographier les moyennes journalières des AOD.

L'analyse des coefficients d'extinction observés et simulés par ALADIN permet de tirer les résultats suivants :

Le modèle ALADIN a pu reproduire la structure verticale des aérosols désertiques d'une manière satisfaisante. Cette structure est caractérisée par deux zones principales. La première zone est située dans les basses altitudes (<5000m) dans la couche limite atmosphérique caractérisée par une forte concentration des aérosols. Cela est en accord avec les observations. La deuxième zone est caractérisée par des faibles concentrations

de poussière et elle est située à des altitudes élevées (>6000m) qui est en agrément avec les différents travaux et publications dans le domaine.

En termes d'intensité, les coefficients d'extinction simulés par ALADIN sont sous estimées par rapport aux observations. Cela est justifié le faite qu'ALADIN ne prend pas en compte les autres aérosols qui peuvent influencer les coefficients d'extinction, notamment dans la couche limite atmosphérique.

Les résultats exposés dans ce mémoire concernent un cas d'étude, qui est les situations des 10 et 11 juin 2006 et un seul site qui est le site de Banizoumbou. Et vu la variabilité temporelle et spatiale de la distribution horizontale et verticale des aérosols désertiques, il est difficile de généraliser ces résultats à d'autres sites de mesures. Pour cela nous recommandons d'élargir cette étude sur plusieurs cas et pour d'autres stations d'observation.

L'étude de la situation météorologique des 23 et 24 avril a montré que la modèle ALADIN a bien prévu les soulèvements de poussière sur le Sahara Algérien. L'extension de panache de poussière simulé par ALADIN est en agrément avec les images RGB de MSG notamment en termes de localisation. Quand aux visibilitées, ALADIN a pu prévoir les visibilitées réduites sur les différentes stations citées. On note que les visibilitées simulées par ALADIN sont parfois sous estimées/surestimées en fonction de la position de la station.

Bibliographie

Albrecht, (1989): aerosols, cloud microphysics, and fractional cloudiness,

Benoît LAURENT (2005) : Simulation des émissions d'aérosols désertiques à l'échelle continentale: Analyse climatologique des émissions du nord-est de l'Asie et du nord de l'Afrique thèse doctorat ..

Cécile KOCHA (2011): Interactions entre poussières désertiques et convection profonde en Afrique de l'Ouest : observation et modélisation à échelle convective. thèse doctorat

Cyndie LEMAÎTRE 2011 : Détermination du chauffage radiatif des aérosols désertiques au dessus de l'Afrique de l'Ouest et de leur impact sur la dynamique atmosphérique à l'aide d'observations satellitaires au cours de la campagne AMMA .

Diana Boukram (2008) : mécanismes de soulèvement des aérosols désertiques en Afrique de l'Ouest .thèse doctorat .

Gaëlle VERGÉ-DÉPRÉ 2007: Télédétection multispectrale des poussières désertiques dans l'infrarouge thermique au-dessus de l'Afrique à partir de msg/seviri. Thèse doctorat

Levin et al, (1996) : the effects of desert particles coated with sulfate on rain formation in the eastern Mediterranean. J. Appl. Meteor.,

Lyamani, H., F. Olmo, and L. Alados-Arboledas, 2005 : Saharan dust outbreak over southeastern Spain as detected by sun photometer. Atmospheric Environment.

Marticorena et Bergametti, (1995) : Modeling the atmospheric dust cycle: 1-Design of a soil derived dust production scheme, J. Geophys.

Mohamed MOKHTARI 2012 : Amélioration de la prise en compte des aérosols terrigènes dans les modèles atmosphériques à moyennes échelles .Thèse doctorat

(N'Tachai et al., 1994) : Temporal and spatial variations of the atmospheric dust loading throughout West Africa over the last thirty years, Ann. Geophys.

Pewe, (1981): Desert dust: an overview. Geol. Soc. Am. Spec.

(Pincus et Baker, 1994): Precipitation, solar absorption, and albedo susceptibility in marine boundary layer clouds. *Nature* .vol

Oumar DIOP (2007) : Afrique de l'Ouest : observation et modélisation à échelle convective.

Détection de nuages de poussière dans les images Météosat à l'aide des attributs de textures et de la fusion de segmentations : application à la zone sahélienne du continent africain. Thèse doctorat

OVIDIU PANCRATI : Télédétection de l'aérosol désertique depuis le sol par radiométrie Infrarouge thermique multibande. thèse doctorat .

Twomey, (1974): Pollution and the planetary albedo. atmosphere environment **8**

VIATTE Camille 2007: Etude de l'impact radiatif des aérosols dans la couche limite planétaire. thèse doctorat.