

Département de géographie et télédétection
Faculté des lettres et sciences humaines
Université de Sherbrooke

Modélisation de l'évolution spatiale et temporelle de
l'épaisseur optique des aérosols à l'échelle régionale

Martin Aubé

Thèse présentée pour l'obtention du grade de Philosophiae
Doctor (Ph.D.) en télédétection

I-2040

Décembre 2003

©Martin Aubé, 2003



National Library
of Canada

Bibliothèque nationale
du Canada

Acquisitions and
Bibliographic Services

Acquisitions et
services bibliographiques

395 Wellington Street
Ottawa ON K1A 0N4
Canada

395, rue Wellington
Ottawa ON K1A 0N4
Canada

Your file *Votre référence*
ISBN: 0-612-90567-5
Our file *Notre référence*
ISBN: 0-612-90567-5

The author has granted a non-exclusive licence allowing the National Library of Canada to reproduce, loan, distribute or sell copies of this thesis in microform, paper or electronic formats.

L'auteur a accordé une licence non exclusive permettant à la Bibliothèque nationale du Canada de reproduire, prêter, distribuer ou vendre des copies de cette thèse sous la forme de microfiche/film, de reproduction sur papier ou sur format électronique.

The author retains ownership of the copyright in this thesis. Neither the thesis nor substantial extracts from it may be printed or otherwise reproduced without the author's permission.

L'auteur conserve la propriété du droit d'auteur qui protège cette thèse. Ni la thèse ni des extraits substantiels de celle-ci ne doivent être imprimés ou autrement reproduits sans son autorisation.

In compliance with the Canadian Privacy Act some supporting forms may have been removed from this dissertation.

Conformément à la loi canadienne sur la protection de la vie privée, quelques formulaires secondaires ont été enlevés de ce manuscrit.

While these forms may be included in the document page count, their removal does not represent any loss of content from the dissertation.

Bien que ces formulaires aient inclus dans la pagination, il n'y aura aucun contenu manquant.

Canada

Résumé/abstract

Aubé, M. (2003) Modélisation de l'évolution spatiale et temporelle de l'épaisseur optique des aérosols à l'échelle régionale, Thèse de doctorat, Département de géographie et télédétection, Université de Sherbrooke, 218 pages.

RÉSUMÉ — L'épaisseur optique des aérosols (AOD pour *Aerosol Optical Depth*) est un paramètre clé pour le suivi et la détection des propriétés optiques des aérosols. L'AOD occupe une place importante en modélisation climatologique ainsi que pour l'étude des polluants atmosphériques, des feux de forêt et pour procéder à des corrections atmosphériques sur les images de télédétection. Jusqu'à maintenant, les deux techniques usuelles utilisées pour suivre l'évolution de l'AOD sont; (i) la photométrie solaire qui permet un excellent suivi temporel de l'AOD mais avec un échantillonnage spatial très épars car l'acquisition est limitée à une centaine de stations à travers le monde, et (ii) l'utilisation d'algorithmes d'inversion basés sur les mesures satellitaires. Les inversions satellitaires permettent un meilleur échantillonnage spatial, mais elles sont limitées à quelques images par jour ou par semaine. Bien que les deux techniques soient complémentaires, elles ne permettent pas le suivi de l'AOD sur une base spatiale et temporelle continue. Dans le cadre de la présente recherche, nous avons développé une nouvelle méthodologie qui permet de compléter notre connaissance de la distribution spatiale et temporelle de l'AOD. Cette méthodologie repose sur l'assimilation des mesures d'AOD avec un modèle tri-dimensionnel de transport des particules atmosphériques. Ce progiciel nommé *Aerosol Optical Depth Spatio-temporal Evolution Model* (AODSEM) applique un algorithme d'advection alimenté par des variables météorologiques (générées par un modèle d'analyse et de prévision météorologique externe) à chaque type et taille d'aérosol pour chaque cellule du domaine de modélisation. Son caractère original réside dans le fait qu'il est piloté par les mesures d'AOD et qu'il est optimisé pour le suivi de ce paramètre. Nous présentons d'abord dans cette thèse une étude de sensibilité du modèle AODSEM à divers paramètres ou processus qui le caractérisent (résolution spatiale et temporelle, effet hygrométrique, durée

d'initialisation, effet des précipitations, distribution de taille). Nous présentons aussi les premiers résultats de validation de AODSEM appliqué à l'Amérique du Nord pour les mois de juin 1997 et août 1998. Les résultats de ces deux expériences de validation démontrent que AODSEM peut être retenu comme un interpolateur physique efficace. L'algorithme d'assimilation de l'AOD permet de combler les imprécisions liées aux hypothèses simplificatrices de la physique incorporée à AODSEM ainsi que le manque d'informations concernant les émissions sporadiques d'aérosols (p. ex. feux de forêts). En fait nous avons obtenu des résidus moyens entre les analyses AODSEM et des mesures d'AOD indépendantes qui sont inférieurs ou comparables aux erreurs typiques associées aux mesures elle-mêmes. Nous avons aussi montré que les analyses produites par AODSEM se comparent mieux aux observations que les AOD obtenues par l'utilisation d'un schéma d'interpolation mathématique simple. Ce résultat est particulièrement évident lorsque le nombre de mesures assimilées est faible. AODSEM est un outil intéressant pour produire des prévisions sur l'évolution de l'AOD en particulier pour les périodes et les régions peu polluées. Dans une telle situation, la corrélation entre AODSEM et des données AERONET indépendantes peut atteindre $r=0,86$ avec un résidu moyen de $\langle \Delta \tau_a \rangle = 0,02$ et $\sigma = 0,04$.

ABSTRACT -- Monitoring of aerosol optical depth (AOD) is of particular importance due to the significant role of aerosols in the atmospheric radiative budget. AOD is a key parameter in studies related to global climatology, atmospheric pollutants, forest fires, and for performing atmospheric corrections on remotely sensed imagery of surface scenes. Up to now the two standard techniques used for retrieving AOD are; (i) sun photometry which provides measurements of high temporal frequency and sparse spatial frequency, and (ii) satellite based approaches such as based DDV (Dense Dark Vegetation) inversion algorithms which extract AOD over dark targets in remotely sensed imagery. Although the latter techniques allow AOD retrieval over appreciable spatial domains, the irregular spatial pattern of dark targets and the typically low repeat frequencies of imaging satellites exclude the acquisition of AOD databases on a continuous spatio-temporal basis. We attempt to fill gaps in spatio-

temporal AOD measurements using a new methodology that links AOD measurements and particulate matter Transport Model (TM) using a data assimilation approach. This new modelling package (AODSEM for Aerosol Optical Depth Spatio-temporal Evolution Model) uses a size and aerosol type segregated semi-Lagrangian–Eulerian trajectory algorithm driven by analysed meteorological data. Its novelty resides in the fact that the model evolution is tied to available AOD measurements and all physical processes have been optimized to track this important but crude parameter. We present in this paper a sensitivity study to AODSEM's important parameters or processes (spatial and temporal resolution, hygroscopic effects, spin-up time, precipitations, size distribution). We also present the first validation results for this new model applied to North America during June 1997 and august 1998. The results show the potential of this approach especially when used with remotely sensed AOD. Residuals between AODSEM analysis and measurements are smaller than typical errors associated to remotely sensed AOD. AODSEM also give better results than classical interpolation schemes. This result is especialy evident when the available number of AOD measurements is small. Our results shows that AODSEM can be efficient to correct for error induced by simplifications in the physical parametrization and by error in emission inventories. Our results also shows that in the context of low polluted zone and période, AODSEM can be used to provide AOD spatio-temporal forecasts. In that case, correlation between AODSEM and independant AERONET data can reach $r=0,86$ with a mean residual of $\langle \Delta \tau_a \rangle = 0,02$ and $\sigma = 0,04$. For a specific pollution event, AOD forecast can also be acheived when an episodic emission inventory is available.

Directeur de recherche: Normand O'Neill

Codirecteur de recherche: Alain Royer

Membres du jury:

Richard Fournier (Département de géographie et télédétection, Université de Sherbrooke), lecteur interne

Jean-Pierre Blanchet (Département des sciences de la terre, Université du Québec à Montréal)

Richard Ménard (Modeling and Integration Division, Air Quality Research Branch, Meteorological Service of Canada)

Table des matières

Table des matières.....	i
Liste des figures.....	iv
Liste des tableaux.....	ix
Glossaire des symboles.....	x
Glossaire des acronymes.....	xvi
Remerciements.....	xviii
1. Introduction.....	1
2. Cadre Théorique et objectifs.....	4
2.1 L'épaisseur optique et le coefficient d'Angström..	4
2.2 La mesure de l'épaisseur optique des aérosols.....	7
2.3 Les campagnes de mesure des propriétés des aérosols.....	9
2.4 Les modèles de transport des aérosols	12
2.4.1 Les modèles de trajectoire.....	12
2.4.2 Les modèles de transport chimique.....	12
2.4.3 Les modèles climatiques.....	15
2.5 Objectifs.....	17
2.6 Hypothèses de la recherche.....	17
3. Modèle de transport des aérosols.....	19
3.1 Approximations et description sommaire du modèle..	19
3.2 Définition de l'inventaire des émissions.....	24
3.2.1 Émissions de sulfates et d'aérosols carbonés	25
3.2.2 Émissions de sels marins.....	29
3.2.3 Inventaire des sources ponctuelles définies par l'utilisateur.....	29
3.2.4 Interpolation temporelle des émissions.....	30
3.2.5 Rééchantillonnage spatial des émissions.....	30
3.3 Advection des particules.....	32
3.3.1 Dynamique et cinématique.....	33
3.3.2 Métrique locale.....	37
3.3.3 Les variables météorologiques utilisées.....	38
3.3.4 Variables dérivées.....	39

3.3.5 Interpolation spatiale et temporelle.....	41
3.3.6 Pilotage aux frontières.....	41
3.4 Dépôt sèche	42
3.5 Lessivage.....	42
3.5.1 Lessivage à l'intérieur du nuage.....	43
3.5.2 Lessivage sous le nuage.....	43
3.6 Croissance hygrométrique.....	44
4. Calcul et assimilation des épaisseurs optiques.....	46
4.1 Introduction.....	47
4.2 L'analyse objective et l'interpolation optimale ..	51
4.3 Le système d'assimilation de AODSEM.....	56
4.3.1 L'analyse objective basée sur le schéma de Cressman.....	56
4.3.2 <i>L'incremental analysis update</i>	61
4.3.3 Résumé des étapes de l'assimilation	63
4.4 Passage de la distribution 3D à l'épaisseur optique: l'opérateur H_p	65
4.4.1 Effet de l'humidité relative sur le propriétés optiques.....	68
4.4.2 Longueurs d'ondes considérées.....	71
4.5 Passage de l'épaisseur optique à la distribution 3D : l'opérateur H_p^{-1}	72
4.5.1 La distribution de taille.....	72
4.5.2 Le modèle local des aérosols.....	75
4.5.3 Géométrie verticale.....	82
4.5.4 Profil vertical.....	84
5. Étude de sensibilité.....	89
5.1 Origine des fortes épaisseurs optiques modélisées. 89	
5.1.1 Rôle de l'humidité relative.....	90
5.1.2 Rôle de l'advection.....	94
5.2 Résolution spatiale et pas de calcul.....	95
5.3 Temps d'initialisation du modèle (spin-up).....	101
5.4 Effet du lessivage par précipitation.....	102
5.5 Effet de la taille de l'éponge.....	105
5.6 Effet des émissions.....	108

5.7 Variabilité temporelle de la distribution de taille.....	109
6. Les expériences de validation.....	113
6.1 Objectifs de l'expérience de validation des feux canadiens de 1998.....	114
6.1.1 Domaine de modélisation.....	114
6.1.2 Jeu de données et réduction.....	117
6.2 Objectifs de l'expérience de validation de l'été 1997.....	124
6.2.1 Domaine de modélisation.....	125
6.2.2 Jeu de données et réduction.....	127
7. Résultats et analyse.....	133
7.1 Validation spatiale des panaches de fumée de 1998 à l'aide de TOMS.....	134
7.1.1 AODSEM-libre.....	134
7.1.2 AODSEM-assimilation.....	150
7.2 Validation des profils temporels pour l'été 1998..	155
7.3 Validation des profils temporels pour l'été 1997..	160
7.4 Contribution originale.....	171
7.5 Limites de la recherche et développements futurs..	171
Conclusion.....	175
Références.....	178
Annexe A: Description du progiciel AODSEM.....	192
Annexe B: Comparaison des images TOMS avec les images AODSEM pour le début août 1998.....	213
Annexe C: Résolution de la théorie de Mie pour le cas des sphères absorbantes et diffusantes.....	215

Liste des figures

Figure 2.1	Comportement spectral de l'efficacité d'atténuation et du coefficient d'Angstrom.....	7
Figure 2.2	Épaisseur optique des aérosols mesurée par la station AEROCAN à Sherbrooke.....	9
Figure 3.1	Contribution relative de chaque intervalle de taille au nombre total de particules, sections efficaces d'atténuation correspondant à chaque intervalle de taille et contribution relative de chaque intervalle de taille à l'AOD pour le modèle rural.....	22
Figure 3.2	Taux d'émission d'aérosols selon le GEIA pour le mois de juin.....	26
Figure 3.3	Panache d'aérosols pour une source d'émission ponctuelle située au Grand Lac de l'Ours avec des altitudes d'injection de 1800 m et 7000 m du 1 ^{er} août 1998 0h TU au 2 août 1998 6h TU.....	32
Figure 3.4	Représentation de la dynamique d'un traceur....	36
Figure 3.5	Géométrie du géoïde terrestre.....	38
Figure 3.6	Dépendance du coefficient de lessivage sous le nuage en fonction de la taille de la particule.	44
Figure 3.7	Comportement du rapport du rayon humide au rayon sec de la particule en fonction de l'humidité relative pour le sel de mer et pour le sulfate.....	45
Figure 4.1	Comparaison d'un schéma d'interpolation simple avec le schéma d'interpolation $w(\vec{r}_i - \vec{r}_j)$ pour deux cas de figure.....	60
Figure 4.2	Évolution temporelle de l'AOD dans le système d'assimilation de AODSEM.....	63
Figure 4.3	Représentation conceptuelle du processus d'assimilation de l'épaisseur optique des aérosols utilisé par AODSEM.....	64

Figure 4.4	Comportement de la partie réelle et imaginaire de l'indice de réfraction de la particule (500 nm) pour l'intervalle de taille 6 (0,24 μm) en fonction de l'humidité relative pour le sel de mer et pour le sulfate.....	70
Figure 4.5	Influence de l'humidité relative sur la section efficace d'atténuation pour les intervalles de tailles qui contribuent le plus à l'AOD.....	71
Figure 4.6	Distribution de taille bi-modale pour le modèle rural de Shettle and Fenn (1979) et approximation par une distribution de taille sectionnée.....	75
Figure 4.7	Masques urbain et maritime pour une partie de l'Amérique du Nord.....	78
Figure 4.8	Distribution verticale du coefficient d'atténuation à 550 nm pour différents profils verticaux.....	87
Figure 5.1	Relation entre l'humidité relative moyenne de l'air et les AOD modélisées et observées.....	93
Figure 5.2	Exemple de période d'accumulation d'aérosols (00h à 24h) suivie par une période d'advection (24h à 60h) sur le nord est de l'Amérique du Nord.....	95
Figure 5.3	Dispersion numérique liée au schéma d'advection semi-Lagrangien.....	96
Figure 5.4	Exemple de dispersion numérique d'un paquet d'aérosols initialement contenus dans une seule cellule pour deux choix de pas de calcul.....	97
Figure 5.5	Effet du choix du pas de calcul sur la dispersion numérique d'un paquet de traceurs pour trois résolutions horizontales.....	99
Figure 5.6	Effet du pas de calcul sur la vitesse d'advection du modèle.....	100
Figure 5.7	Recherche de la durée d'initialisation minimale du modèle.....	102
Figure 5.8	Sur-estimation du lessivage dans et sous le nuage occasionné par la trop grande taille des cellules du modèle	103

Figure 5.9	Sensibilité au schéma de lessivage humide.....	105
Figure 5.10	Effet de la taille de l'éponge.....	107
Figure 5.11	Comparaison entre la modélisation AODSEM libre avec et sans inventaire d'émissions d'aérosols pour le site GSFC.....	109
Figure 5.12	Coefficient d'Angström (500 et 860 nm) sur l'Amérique du Nord le 7 août 1998.....	111
Figure 6.1	Domaines de modélisation utilisés pour les deux expériences de validation du progiciel AODSEM..	114
Figure 6.2	Évolution temporelle du nombre de feux par période de 10 jours au cours de l'été 1998 tels que détectés à l'aide des images AVHRR.....	116
Figure 6.3	Domaine de modélisation utilisé pour l'expérience des feux canadiens de 1998.....	116
Figure 6.4	Images AVHRR et TOMS pour le 7 août 1998.....	120
Figure 6.5	Comparaison de la taille du panache TOMS pour les feux du nord avec celui des feux du sud....	121
Figure 6.6	Comparaison entre l'indice d'aérosol TOMS et l'AOD AERONET à 440 nm durant les deux premières semaines du mois d'août 1998.....	124
Figure 6.7	Domaine de modélisation utilisé pour l'expérience de l'été 1997.....	126
Figure 6.8	Statistique canadienne de la moyenne annuelle de surface brûlée par province sur 10 années (1991-2001) compilée par le service canadien des forêts.....	126
Figure 6.9	Statistique annuelle du nombre de feux observés sur l'ouest canadien.....	127
Figure 6.10	Comparaison entre les AOD POLDER et AERONET....	129
Figure 6.11	Anomalies de la chaîne de traitement pour passer du niveau 1 au niveau 1.5 des données AERONET pour le site de Sherbrooke du 23 juin au 1 ^{er} juillet 1997.....	131
Figure 6.12	Variabilité de haute fréquence sur les mesures AERONET.....	132

Figure 7.1	Comparaison des résultats de la modélisation AODSEM-libre pour trois hauteurs d'injections avec l'image TOMS pour le 5 août à 18h TU.....	138
Figure 7.2	Comparaison des résultats de la modélisation AODSEM-libre pour trois hauteurs d'injections avec l'image TOMS pour le 11 août à 18h TU.....	139
Figure 7.3	Évolution temporelle de l'AODSEM-libre pour le site de Thompson.....	141
Figure 7.4	Comparaison de la forme des panaches AODSEM-libre (AOD 440 nm) avec les images d'indice d'aérosol positif TOMS pour la période du 4 et 5 août 1998.....	143
Figure 7.5	Comparaison de la forme des panaches AODSEM-libre (AOD 440 nm) avec les images d'indice d'aérosol positif TOMS pour la période du 10 et 11 août 1998.....	143
Figure 7.6	Images GOES 8 visible sur l'est de l'Amérique du Nord pour le 10 août et le 11 août 1998.....	145
Figure 7.7	Comparaison de HYSPLIT-4 et du modèle de trajectoire HTM pour des trajectoires débutant le 30 juin 1997 à 0h TU à une altitude initiale de 272 m au dessus du GSFC.....	148
Figure 7.8	Comparaison qualitative des performances de AODSEM-assimilation-1% avec AODSEM-libre et l'interpolation mathématique pour le 11 août 1998, 18h TU.....	151
Figure 7.9	Données utilisées pour l'assimilation le 12 août 1998 à 18h TU.....	153
Figure 7.10	Comparaison du résultat de l'assimilation des « observations synthétiques parfaites » avec la solution de contrôle. pour le 12 août 1998 à 18h TU.....	154
Figure 7.11	Comparaison de la forme des panaches AODSEM-assimilation-100% avec les images d'indice d'aérosol positif TOMS pour le 12 août 1998....	155
Figure 7.12	Évolution temporelle de AODSEM pour les héliophotomètres situés à proximité des feux...	158
Figure 7.13	Identique à la figure 7.10 pour les héliophotomètres situés à grande distance des feux.....	160

Figure 7.14	Comparaison des simulations AODSEM-libre, des simulations avec assimilation sur POLDER, et de l'interpolation des images POLDER avec les données AERONET et les données POLDER pour les sites GSFC et Sherbrooke du 14 au 30 juin 1997.	162
Figure 7.15	Corrélation entre les données AERONET et AODSEM-libre, l'assimilation sur les composites POLDER, l'interpolation des composites POLDER ($r=0,31$), et l'assimilation sur une mesure AERONET par jour pour le site GSFC du jour 165 au jour 181 1997 (14 au 30 juin 1997).....	164
Figure 7.16	Évolution du coefficient de corrélation et de l'écart quadratique moyen entre AERONET et AODSEM-libre pour chaque semaine de modélisation durant le mois de juin 1997 au GSFC.....	165
Figure 7.17	Comparaison des simulations AODSEM-libre et des simulations avec assimilation sur une donnée AERONET par site par jour avec l'ensemble des données AERONET et les données AERONET ayant servies à l'assimilation pour les sites GSFC et Sherbrooke du 14 au 30 juin 1997.....	170
Figure A-1	Apparence typique du bureau lors de l'utilisation de l'interface graphique aodcc...	196
Figure A-2	Exemple de séquence d'exécution d'une fonction et de son programme d'édition de paramètres....	200
Figure A-3	Menu principal de l'interface aodtx en mode texte.....	201
Figure B-1	Comparaison de la forme des panaches AODSEM (AOD 440 nm) avec les images d'indice d'aérosol positifs TOMS pour la période du 1 au 12 août 1998.....	214

Liste des tableaux

Tableau 2.1	Sources d'émissions d'aérosols.....	13
Tableau 2.2	Les modèles de transport chimique régionaux comprenant une distribution de taille des aérosols.....	15
Tableau 4.1	Analyse comparative des modèles d'assimilation de l'AOD.....	48
Tableau 4.2	Définition des intervalles de taille sectionnée dans AODSEM.....	74
Tableau 4.3	Modèles d'aérosol.....	81
Tableau 4.4	Géométrie verticale de AODSEM.....	84
Tableau 5.1	Pas de calcul minimal pour les trois résolutions étudiées.....	99
Tableau 6.1	Héliophotomètres en opération sur le domaine...	117
Tableau 6.2	Description des principaux feux répertoriés sur le Canada pour les deux premières semaines du mois d'août 1998.....	121
Tableau 6.3	Héliophotomètres en opération sur le domaine...	130
Tableau 7.1	Coefficients de corrélation entre les données TOMS et la modélisation AODSEM-libre pour chaque niveau d'injection.....	137
Tableau A-1	Description sommaire des fonctions par ordre alphabétique.....	201
Tableau A-2	Dépendances.....	210

Glossaire des symboles

\vec{a}	accélération d'un traceur
a_n	coefficient de Mie
a_x	composante S–N de l'accélération d'un traceur
a_y	composante O–E de l'accélération d'un traceur
AOD_o	épaisseur optique observée
AOD_b	épaisseur optique de fond
A_p	aire de la section géométrique de la particule
α	coefficient d'Angström
b	coefficient de frottement fluide de la particule
bin	numéro de l'intervalle de taille
b_n	coefficients de Mie
B	matrice de covariance du modèle
C_c	facteur de correction de Cunningham pour les petites particules
C_D	<i>drag coefficient</i>
C_{xy}	facteur de correction pour corriger la corrélation spatiale des observations
D_{air}	masse volumique locale de l'air
D_{as}	masse volumique locale de l'air pour les conditions atmosphère standard au sol
D_{tp}	masse volumique de la particule pour l'humidité relative locale
$(X_{tp})_{maritime}$	fraction du type tp dans le modèle maritime
$(X_{tp})_{rural}$	fraction du type tp dans le modèle rural
$(X_{tp})_{trop}$	
$(X_{tp})_{urbain}$	fraction du type tp dans le modèle urbain
d_n	distance séparant un point de la grille et l'observation n
dr	intervalle de taille de la particule
dx	taille N–S d'une cellule en mètre
dx'	projection de dx sur le plan équatorial
dx''	projection de dx sur l'axe de rotation de la terre
dy	taille O–E d'une cellule en mètre
$d\vartheta_l$	incrément de latitude

ΔAOD_R	incrément d'analyse
Δn_e	largeur de l'éponge en pixel
Δr_{bin}	largeur de l'intervalle de taille
Δt	pas de calcul
$\Delta \tau_a$	résidu entre le modèle et les observations
$\langle \Delta \tau_a \rangle$	résidu moyen entre le modèle et les observations qui exclue les valeurs d'épaisseurs optiques nulles
ΔRH	incertitude sur l'humidité relative
Δz_{nz}	épaisseur du niveau nz
$\Delta \rho$	incrément d'analyse 3D
$e(T)$	tension de vapeur saturante
$e(T_d)$	tension de vapeur au point de rosée
E_o^2	variance d'erreur d'observation
E_b^2	variance de l'erreur du modèle
ES	écart du point de rosée
ε	inclinaison de la surface du géoïde par rapport à l'équateur (0° =pôle, 90° =équateur)
F_f	force de frottement fluide
F_g	forces de gravitation
F_p	poussée d'Archimède
g	accélération gravitationnelle
GZ	hauteur géopotentielle
H	opérateur d'observation
H_I	opérateur d'interpolation
H_P	opérateur physique
H_{gaz}	échelle de hauteur du profil de concentration des molécules
H_{6S}	échelle de hauteur du profil de concentration des aérosols
$j_n(x)$	fonction sphérique de Bessel
η_{bin}	fraction d'aérosols par intervalle de taille
η_i	fraction de la concentration du mode i à la concentration totale
η_L	fraction de terre

$\eta_{tp,bin}$	fraction du modèle d'aérosol dans la CPL qui appartient au type d'aérosol <i>tp</i> et à la taille <i>bin</i>
η_U	fraction urbaine
K	matrice de gain de Kalman
k_a	coefficient d'absorption
k_e	coefficient d'atténuation
k_s	coefficient de diffusion
λ	longueur d'onde
Λ	libre parcours moyen pour les conditions atmosphériques locales
Λ_{as}	libre parcours moyen pour les conditions atmosphère standard au sol
$\Delta(r_{bin})$	coefficient de lessivage
m	masse d'un traceur ou indice de réfraction complexe
m_{tp}	indice de réfraction complexe de la particule de type <i>tp</i>
M_{air}	masse d'air traversée par le ligne de visée
ML_{lat}	métrique locale en latitude pour passer d'une mesure angulaire à une distance
ML_{lon}	métrique locale en longitude pour passer d'une mesure angulaire à une distance
μ	viscosité du fluide
n	nombre d'observation à assimiler
n_t	entier désignant le numéro du pas de calcul entre deux assimilations
n_i	partie imaginaire de l'indice de réfraction complexe
$n_n(x)$	fonction sphérique de Bessel
n_r	partie réelle de l'indice de réfraction complexe
n_z	niveau vertical du modèle
N	nombre de particules
N_0	nombre initial de particules
N_R	nombre de Reynolds
N_{SS}	nombre de particules de sels marins
N_{obs}	nombre d'observations
PR	précipitations cumulée
$P(z)$	pression atmosphérique à la hauteur <i>z</i>

P	pression atmosphérique
P_r	taux de précipitation
Q_a	efficacité d'absorption
Q_e	efficacité d'atténuation
Q_s	efficacité de diffusion
ϑ_l	latitude
ϑ_z	angle zénithal
r	rayon de la particule ou coefficient de corrélation
r_{bin}	rayon moyen de l'intervalle de taille <i>bin</i> pour l'humidité relative locale
r_i	rayon géométrique moyen du mode <i>i</i>
$r(RH)$	rayon de la particule à une humidité relative <i>RH</i>
$r(0)$	rayon sec de la particule
r_m	rayon central d'un intervalle de taille
\vec{r}	position d'un traceur
\vec{r}_0	position initiale d'un traceur
\bar{r}	rayon moyen d'une distribution de taille lognormale
R	matrice de covariance d'erreur d'observation
R_T	rayon du géoïde
R_p	rayon polaire du géoïde
R_e	rayon équatorial du géoïde
<i>RH</i>	humidité relative
ρ	concentration en aérosols (nombre de particules par unité de volume)
ρ_b	concentration de fond
ρ_{bin}	concentration de particules à l'intérieur de l'intervalle de taille
ρ_{tot}	concentration totale des particules
$\rho(r)$	concentration des particules de rayon compris entre 0 et <i>r</i>
ρ_a	analyse de la concentration en aérosols
ρ_0	concentration totale à la surface
S	taux de lessivage moyen
$S_1(\vartheta)$	amplitude de la radiation diffusée perpendiculairement au plan de diffusion
$S_2(\vartheta)$	amplitude de la radiation diffusée parallèlement au plan de diffusion

σ	écart type géométrique de la distribution de taille lognormale ou écart type du résidu $\Delta\tau_a$
σ_a	section efficace d'absorption
σ_e	section efficace d'atténuation
σ_i	écart type géométrique du mode lognormal i
σ_s	section efficace de diffusion
t_{obs}	date de l'observation
tp	type de particule
T	température de l'air
T_d	température du point de rosée
τ	temps de relaxation
τ_a	épaisseur optique des aérosols
τ_{CPL}	épaisseur optique des aérosols dans la CPL
τ_{obs}	épaisseur optique des aérosols mesurée
τ_{trop}	épaisseur optique des aérosols dans la troposphère
U	vitesse du vent
U_{10}	vent O-E à une altitude de 10 m
U_{ref}	vent de référence
U	composante O-E du vent
\vec{v}	vitesse d'un traceur
\vec{v}_0	vitesse initiale d'un traceur
\vec{v}_{lim}	vitesse limite d'un traceur
V_{x0}	vitesse initiale du traceur dans la direction S-N
$V_{x lim}$	composante S-N de la vitesse horizontale limite
$V_{z lim}$	composante verticale de la vitesse limite
V_{10}	vent S-N à une altitude de 10 m
V	composante S-N du vent
w	fonction de poids
W_{ij}	matrice de poids
W	composante verticale du vent du bas vers le haut
x	coordonnée horizontale S-N ou paramètre de taille

x_a	analyse dans l'espace modèle
x_b	<i>background</i> dans l'espace modèle
x	variable dans l'espace modèle
Δx	incrément d'analyse dans l'espace modèle
y	coordonnée horizontale O-E
y_o	mesures dans l'espace des observations
ψ_n	fonction de Ricatti-Bessel
z	coordonnée verticale
z_{bas}	altitude initiale
z_{haut}	altitude finale
$z_{m_{nz}}$	altitude maximale d'un niveau nz
z_{nz}	altitude centrale du niveau vertical du modèle nz
ζ_n	fonction de Ricatti-Bessel

Glossaire des acronymes

3D	Tridimensionnel
ACE	<i>Aerosol Characterization Experiment</i>
AOD	<i>Aerosol Optical Depth</i> (épaisseur optique des aérosols)
AODSEM	<i>Aerosol Optical Depth Spatio-temporal Evolution Model</i>
AEROCAN	Segment canadien du réseau AERONET
AERONET	<i>AErosol RObotic NETwork</i>
AES	<i>Atmospheric Environment Service</i>
AURAMS	<i>AES Unified Regional Air-quality Modelling System</i>
AVHRR	<i>Advanced Very High Resolution Radiometer</i>
BC	<i>Black Carbon</i> (carbone suie)
CAM	<i>Canadian Aerosol Module</i>
CMAQ Models	<i>Community Multiscale Air Quality Modelling System</i>
CMC	Centre Météorologique Canadien
CPL	Couche Limite Planétaire
DAQM	<i>Denver Air Quality Model</i>
DDV	<i>Dense dark vegetation</i>
DMS	<i>DiMethyl-Sulfide</i> ou sulfures biotiques
DOY	<i>Day of Year</i>
EPA	<i>Environment protection agency</i>
EURAD-MADE	<i>EUROpean Acid Deposition model</i>
GADS	<i>Global Aerosol Data Set</i>
GATOR	<i>Gas, Aerosol, Transport and Radiation model</i>
GCM	<i>General Circulation Model</i>
GEIA	<i>Global Emission Inventory Activity</i>
GEM	<i>Global Environmental Multiscale</i>
GSFC	<i>Goddard Space Flight Center</i>
HYSPLIT_4	<i>HYbrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory</i>
IAU	<i>Incremental Analysis Update</i>
IM	Interpolation Mathématique
INDOEX	<i>INDian Ocean Experiment</i>
LIDAR	<i>Light Detection And Ranging</i>
MATCH	<i>Model of Atmospheric Transport and Chemistry</i>

MFRSR	<i>Multi-Filter Rotating Shadowband Radiometer</i>
MODIS	<i>MODerate resolution Imaging Spectroradiometer</i>
MTC	<i>Modèle de Transport Chimique</i>
NAAPS	<i>Navy Aerosol Analysis and Prediction System</i>
NARCM	<i>Northern Aerosol Regional Climate Model</i>
NCAR	<i>National Center for Atmospheric Research (USA)</i>
NCEP	<i>National Centers for Environmental Prediction</i>
NOGAPS	<i>Navy Operational Global Atmospheric Prediction System</i>
NRL	<i>Navy Research Laboratory</i>
NWP	<i>Numerical Weather Prediction de la Navy (USA)</i>
OC	<i>Organic Carbon</i>
OPAC	<i>Optical Properties of Aerosols and Clouds</i>
PM-10	<i>Particulate Matter smaller than 10 μm</i>
POLDER	<i>POLarization and Directionality of the Earth's Reflectance</i>
RCM	<i>Regional Climate Model</i>
rms	<i>Root Mean Square (écart quadratique moyen qui exclue les valeurs d'épaisseur optique nulles)</i>
SAQM-AERO	<i>SARMAP Air Quality Model with AEROSols</i>
SCAR	<i>Sulfates, Clouds And Radiation</i>
SRA	<i>Standard Radiative Atmosphere report</i>
SD	<i>Soil Dust</i>
SU	<i>SULfate</i>
SS	<i>Sea Salt (sel marin)</i>
TARFOX	<i>Tropospheric Aerosol Radiative Forcing Observation Experiment</i>
TM	<i>Transport Model</i>
TOMS	<i>Total Ozone Mapping System</i>
TU	<i>Temps Universel</i>
VOC	<i>Volatile Organic Compound</i>
VPIA	<i>Valeur Positive de l'Indice d'Aérosol</i>
WS	<i>Water Soluble</i>

Remerciements

Mes remerciements s'adressent, en premier lieu, au Dr. Normand O'Neill, directeur de cette recherche, et au Dr. Alain Royer, co-directeur. Je les remercie pour leur précieuse assistance scientifique, la confiance et le support financier qu'ils m'ont accordé tout au long de ce travail.

Je tiens aussi à remercier tous ceux qui, par leur aide technique et scientifique, ont contribué de près ou de loin à la réalisation de ce projet ambitieux. Je remercie plus spécifiquement le Dr. David Lavoué, le Dr. Richard Ménard, et le Dr. Jean-Pierre Blanchet qui, par leurs conseils, m'ont permis d'atteindre plus efficacement les objectifs scientifiques que je m'étais fixés.

Je tiens enfin à remercier Maryse Beaulieu, pour son écoute patiente et son point de vue extérieur qui m'ont permis de maintenir une bonne vision d'ensemble ainsi que le degré de motivation nécessaire à l'achèvement de ce travail.

Cette thèse n'aurait pas pu être réalisée sans le concours financier du Conseil de recherches en sciences naturelles et en génie du Canada (CRSNG), du Fonds québécois de la recherche sur la nature et les technologies (NATEQ), du *Canadian institute for climate studies* (CICS), et de la faculté des lettres et sciences humaines de l'Université de Sherbrooke.

CHAPITRE 1

INTRODUCTION

L'AOD, qui représente l'atténuation optique totale induite par les aérosols à une longueur d'onde donnée, est un paramètre clé pour le suivi et la détection des propriétés optiques des aérosols. L'AOD est sensible aux propriétés micro-physiques des aérosols telles que la concentration intégrée verticalement et la distribution de taille de chaque type d'aérosol. L'étude de l'AOD est particulièrement importante en raison du rôle significatif occupé par les aérosols dans le bilan radiatif de l'atmosphère (Hansen et Lacis, 1990; Coakley et Cess, 1985; Tanré *et al.*, 1984; Charlson *et al.*, 1992). L'AOD est un paramètre important en modélisation climatologique ainsi que pour l'étude des polluants atmosphériques, il est de plus essentiel pour procéder à des corrections atmosphériques sur les images de télédétection.

Plusieurs techniques ont été développées pour mesurer l'évolution spatiale et temporelle de l'AOD. Une méthode bien établie consiste à observer la radiation solaire directe à l'aide de photomètres solaires. Ces derniers sont répartis à la surface de la terre et font partie de vastes réseaux tels que AERONET (AErosol Robotic NETwork; Holben *et al.*, 1998) et AEROCAN (segment canadien du réseau AERONET; Bokoyé *et al.*, 1999). Cette méthode permet un excellent suivi temporel de l'AOD mais avec un échantillonnage spatial très éparé car l'acquisition est limitée à une centaine de stations à travers le monde.

Une autre méthode importante repose sur l'utilisation d'algorithmes d'inversion basés sur la détection de cibles sombres sur les images satellitaires. Cette technique a été appliquée avec succès à la végétation dense et sombre (DDV pour Dense Dark Vegetation, Holben *et al.*, 1992) et aux surfaces océaniques à l'aide de capteurs

satellitaires tels que AVHRR (*Advanced Very High Resolution Radiometer*, Rao *et al.*, 1989), MODIS (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*, Kaufman et Tanré, 1998) et POLDER (*POLarization and Directionality of the Earth's Reflectance*; Herman *et al.*, 1997). POLDER est particulièrement bien adapté à la détection des aérosols en raison de ses canaux polarisés. Les inversions satellitaires permettent un meilleur échantillonnage spatial mais elles sont limitées aux zones sans nuages sur quelques images par jour ou par semaine. Bien que les deux techniques soient complémentaires, elles ne permettent pas le suivi de l'AOD sur une base spatiale et temporelle continue.

Dans le cadre de la présente recherche, nous tenterons de compléter la distribution spatiale et temporelle des mesures de l'AOD en utilisant une nouvelle méthodologie qui permet de combiner les mesures d'AOD à un modèle de transport de particules en suspension dans l'atmosphère (TM pour *Transport Model*). Cette combinaison sera réalisée par l'intégration d'une modélisation optique et d'une modélisation dynamique au sein d'un progiciel qui repose sur une technique d'assimilation de données. Ce progiciel nommé AODSEM applique un algorithme d'advection alimenté par des variables météorologiques (générées par un modèle d'analyse et de prévision météorologique ou par un modèle climatologique externe) à chaque type et taille d'aérosol pour chaque cellule du domaine de modélisation. Son caractère original réside dans le fait qu'il est piloté par les mesures d'AOD et qu'il est optimisé pour le suivi de ce paramètre important du point de vue météorologique. AODSEM doit être vu comme un interpolateur physique des mesures spatiales et temporelles de l'AOD. Nous présumons que la modélisation AODSEM, qui fait intervenir l'assimilation d'un jeu de mesures d'AOD sur une base physique, devrait donner de meilleurs résultats qu'une interpolation purement mathématique (IM pour *Interpolation Mathématique*) reposant sur une fonction de poids en $1/r^2$.

Afin de vérifier cette hypothèse, nous comparerons les deux méthodes d'interpolation avec des mesures d'AOD indépendantes (non assimilées par le modèle et non interpolées par l'IM) en menant deux expériences de validation. Ces expériences font intervenir deux conditions d'utilisation très différentes du modèle soient (i) une

période fortement touchée par l'injection d'aérosols en provenance de feux de forêts, et (ii) une période de faible activité de feux de forêt où les émissions d'aérosols sont dominées par les sources anthropiques et naturelles avec des taux d'émission proches des moyennes proposées par le *Global Emission Inventory Activity* (GEIA).

CHAPITRE 2

CADRE THÉORIQUE ET OBJECTIFS

Dans les sections qui suivent, nous définissons quelques concepts de base en optique atmosphérique qui sont utiles à la compréhension du texte, nous faisons une revue des principales méthodes de mesure de l'épaisseur optique des aérosols et nous explorons les techniques de modélisation numérique utilisées pour le calcul de la dynamique des aérosols. Nous élaborons ensuite les principales hypothèses ainsi que les objectifs visés par la présente recherche.

2.1 L'épaisseur optique et le coefficient d'Ångström

Les concepts d'épaisseur optique et de coefficient d'Ångström constituent les paramètres mesurables de base sur lesquels repose cette thèse.

L'intensité d'un faisceau qui traverse un milieu absorbant et diffusant est diminuée en raison de l'atténuation par un facteur $e^{-\tau_a}$, où τ_a est défini comme étant l'épaisseur optique des aérosols (AOD). Ce paramètre est le résultat de l'atténuation totale sur toute la colonne atmosphérique. Il peut être exprimé en fonction du coefficient d'atténuation k_e .

$$\tau_a = \int_{z_{\text{bas}}}^{z_{\text{haut}}} k_e(z) dz \quad (2.1)$$

Le coefficient d'atténuation, qui possède des unités de m^{-1} , dépend de la section efficace d'atténuation pondérée par la concentration en particules. La section efficace σ_e représente la surface effective d'interaction couverte par une particule de telle sorte que le rapport de cette surface sur une surface de référence de 1 m^2

soit égale à la probabilité d'interaction entre la radiation lumineuse et la particule. La section efficace est intimement liée à la taille de la particule par le biais de l'efficacité d'atténuation Q_e . L'efficacité d'atténuation est en effet définie comme le rapport de la section efficace d'atténuation sur la section géométrique de la particule.

$$Q_e \equiv \frac{\sigma_e}{\pi r^2} \quad (2.2)$$

Le coefficient d'atténuation k_e peut être exprimé comme l'intégration de la section efficace σ_e multipliée par la concentration par unité de taille de particule $d\rho(r)/dr$ [unités de particules . m^{-4}], $\rho(r)$ étant le nombre de particules par unité de volume [particules . m^{-3}].

$$k_e(\lambda) = \int_{r_{min}}^{r_{max}} \sigma_e(\lambda, r) \left(\frac{d\rho(r)}{dr} \right) dr \quad (2.3)$$

La méthode qui sera utilisée pour résoudre numériquement les équations 2.1 et 2.3 sera détaillée à la section 4.4.

La section efficace et par conséquent τ_a est dépendante de la longueur d'onde. Dans le spectre visible, τ_a varie selon la fonction $\lambda^{-\alpha}$ où α , le coefficient d'Ångström, avoisine l'unité pour une distribution de taille log-normale centrée sur une taille moyenne de quelques centièmes de microns. En d'autres termes, dans ce cas, τ_a varie en $\lambda^{-\alpha} \approx 1/\lambda$ (diffusion de Mie, Van de Hulst (1957)). Plus la taille des aérosols est petite, plus α est grand. Une valeur limite supérieure est toutefois atteinte lorsque $\alpha \approx 4$ alors que la limite inférieure est 0. La limite supérieure correspond au comportement spectral de l'épaisseur optique d'atténuation associée aux particules beaucoup plus petites que la longueur d'onde telles que les molécules gazeuses de l'atmosphère (diffusion de Rayleigh). La limite inférieure correspond au cas où la taille des particules est beaucoup plus grande que la longueur d'onde. Les micro-gouttelettes d'eau contenues dans les nuages correspondent à cette condition, ce qui explique la couleur blanche des nuages car toutes les longueurs d'ondes visibles sont essentiellement diffusées de la même façon.

Le comportement spectral de l'AOD peut donc être décrit à l'aide du coefficient d'Ångström α par l'équation 2.4.

$$\alpha = \frac{\ln\left(\frac{\tau_1}{\tau_2}\right)}{\ln\left(\frac{\lambda_2}{\lambda_1}\right)} \quad (2.4)$$

Ici, τ_1 et τ_2 sont respectivement les mesures de l'épaisseur optique réalisées aux longueurs d'ondes λ_1 et λ_2 . Le coefficient d'Ångström, comme l'épaisseur optique à deux longueurs d'ondes, peut donc être considéré comme un indicateur de la taille moyenne de la distribution de taille des aérosols. Généralement lorsque α est grand, la distribution de taille est petite et inversement. Toutefois, lorsque la distribution de taille des particules est étroite (gamme restreinte de tailles), il se peut que le comportement spectral s'éloigne significativement de l'équation 2.4 car cette situation favorise le phénomène d'interférence (constructive ou destructive) entre la lumière diffractée par la particule et la lumière transmise à travers la particule. Ce phénomène se produit lorsque le retard de phase entre les deux rayonnements est un multiple de π . La figure 2.1 illustre le phénomène pour une modélisation du cas des sphères non-absorbantes. Le comportement spectral oscillatoire de l'efficacité d'atténuation apparaît lorsque le diamètre des particules est supérieur ou égal à la longueur d'onde ($x = 2\pi r/\lambda \geq \pi$).

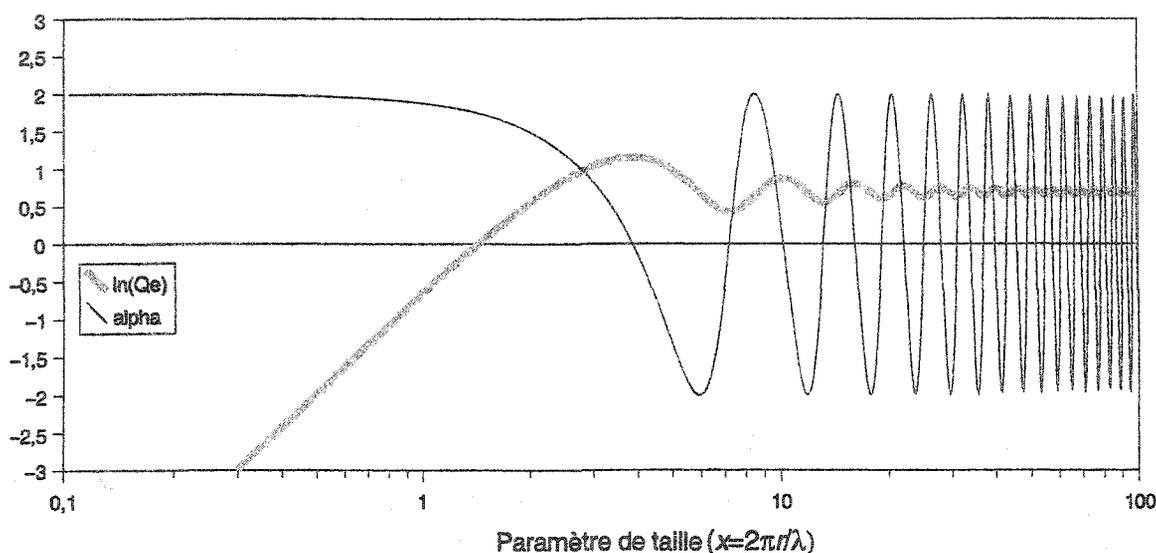


Figure 2.1: Comportement spectral de l'efficacité d'atténuation Q_e et du coefficient d'Ångström (α) pour une sphère non absorbante selon Van de Hulst (1957), section 11.22.

2.2 La mesure de l'épaisseur optique des aérosols

Tel que mentionné précédemment, l'AOD peut être déduite à partir d'observations terrestres ou satellitaires. Les photomètres solaires au sol (ou héliophotomètres), regroupés au sein de réseaux tels que AERONET (Holben *et al.*, 1998), AEROCAN (Bokoyé *et al.*, 1999), et MFRSR (Multi-Filter Rotating Shadowband Radiometer, Harrison et Michalsky, 1994) permettent une caractérisation locale de l'épaisseur optique des aérosols présents le long de la ligne de visée. Ces données sont ponctuelles avec une très bonne couverture temporelle. L'inversion d'images satellitaires sur des cibles sombres (DDV ou marines) permet de déterminer l'AOD sur un plus large domaine spatial. Ce type d'inversion a d'abord été appliquée aux données du capteur AVHRR qui possède deux canaux dans le visible. La méthode d'inversion repose sur l'hypothèse d'une réflectance faible et invariante de la cible au sol. Elle a été appliquée avec succès aux surfaces océaniques (Rao *et al.*, 1989). Sur les cibles terrestres, les techniques d'inversion des images satellitaires ont surtout été appliquées aux poussières du Sahara (p. ex. Dulac *et al.*, 1992). Aucune méthode systématique n'a été mise en place pour l'inversion à l'échelle globale sur les cibles terrestres contiguës. Par contre, pour les cibles de végétations sombres,

quelques algorithmes ont été mis au point (p. ex. Holben *et al.*, 1992). Le capteur MODIS (Salomonson *et al.*, 1989) offre un avantage certain sur AVHRR car il possède un canal dans le bleu ainsi qu'un canal dans le proche infrarouge (SWIR). Dans le bleu, la réflectance du sol est moindre et la diffusion par les aérosols est plus grande ce qui facilite leur détection. La méthodologie développée sur la végétation sombre peut donc être étendue à d'autres surfaces qui ne sont pas nécessairement sombres dans les autres canaux visibles (Kaufman et Tanré, 1998). Le canal proche infrarouge facilite la discrimination de la végétation. Le capteur POLDER est aussi particulièrement bien adapté à la détection des aérosols car il possède des canaux polarisés. Le signal mesuré par les canaux polarisés est dominé par la diffusion atmosphérique et la contribution du sol est relativement faible (Herman *et al.*, 1997; Deuzé *et al.*, 2001).

Pour une région donnée, l'échantillonnage temporel des images satellitaires est faible (quelques images par jour ou par semaine, sans compter l'absence de données pour les zones et périodes nuageuses) et les techniques d'inversion satellitaires comportent une plus grande incertitude que les mesures effectuées par les photomètres solaires. Il est bon de noter que même si les mesures aux photomètres solaires sont filtrées et considérées plus précises, elles peuvent tout de même être contaminées par la présence de fins nuages ce qui représente une source d'erreur potentielle. Cette contamination peut être révélée par une fluctuation temporelle en dent de scie (si les nuages ne sont pas trop homogènes) qui peut être manuellement détectée par l'utilisateur. Ce phénomène est bien visible sur les données de la figure 2.2 (b) qui proviennent de la station AEROCAN à Sherbrooke. Sur la figure 2.2 (b), les valeurs les plus faibles seraient plus représentatives de la contribution des aérosols.

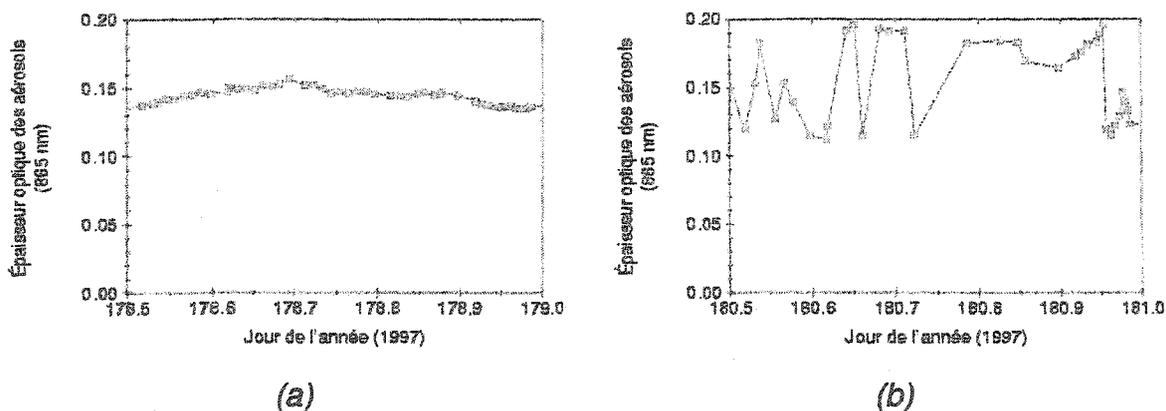


Figure 2.2: Épaisseur optique des aérosols mesurée par la station AEROCAN à Sherbrooke pour (a) un ciel dégagé et (b) un ciel partiellement nuageux.

2.3 Les campagnes de mesures des propriétés des aérosols

La caractérisation des propriétés physiques et chimiques des aérosols est de première importance en modélisation climatique. Ces propriétés déterminent l'importance du forçage radiatif exercé par les aérosols. Dans cette optique, plusieurs campagnes de mesures intensives ont été réalisées.

La campagne ACE-1 (*Aerosol Characterization Experiment*) a été réalisée en 1995 dans une région faiblement polluée par l'activité humaine située au sud de l'Australie (Bates *et al.*, 1998). La faible contribution des aérosols d'origine anthropique dans cette région a permis de caractériser les aérosols de fond ainsi que les processus dynamiques qui influent sur leurs propriétés, et ce, dans un contexte maritime. Entre autres résultats, ACE-1 a permis une détermination de la composition chimique de la population d'aérosols, de leur distribution de taille, et de leurs propriétés radiatives. ACE-1 a aussi permis de mieux caractériser le phénomène de la nucléation des aérosols dans les nuages (formation de particules à partir de molécules), les taux d'émission de sulfures biotiques (DMS) libérés par les océans, le taux d'oxydation du gaz SO_2 ainsi que les taux et efficacité des processus de formation, de croissance et de déposition des aérosols. ACE-2 a été réalisée dans l'Atlantique nord (près des côtes européennes) dans le but d'étudier l'impact de l'injection des aérosols européens dans l'atmosphère maritime de l'Atlantique Nord (Raes *et al.*, 2000). Dans ACE-2, les aérosols marins occupent une place secondaire. L'un des résultats

importants de la campagne ACE-2 consiste à avoir mis en évidence un accroissement de la taille des particules avec le temps de séjour dans l'atmosphère pour trois principales masses d'air (en provenance du Portugal, des régions méditerranéennes ou de l'Europe de l'ouest). Cette observation suggère que les processus de condensation et de coagulation des aérosols jouent un rôle important dans ces régions. De plus, l'apparition d'un mode fin avec le temps de résidence suggère que la nucléation dans les nuages s'effectue le long du parcours. La comparaison des deux campagnes permet d'évaluer l'importance de la perturbation induite par l'apport en aérosols continentaux sur les propriétés optiques, physiques, et chimiques des aérosols marins. Des comparaisons intéressantes des résultats de ACE-1 et ACE-2 sont présentées par Quinn *et al.* (1999) ainsi que par Bates *et al.* (1999). Plus récemment ACE-Asia a été mise en oeuvre dans le but de mieux caractériser l'influence des aérosols d'origine anthropique. D'importantes quantités d'aérosols générées par l'activité humaine (feux de biomasse et combustion de charbon) sont injectées dans l'atmosphère dans le sud-est asiatique ce qui a justifié le choix de ce site pour la réalisation de ACE-Asia.

La campagne de mesure intensive TARFOX (*Tropospheric Aerosol Radiative Forcing Observation Experiment*) a été conçue pour réduire l'incertitude sur la mesure des propriétés des aérosols pour la côte est des États-Unis. Les mesures simultanées effectuées par les satellites, les mesures aéroportées et les mesures effectuées par les instruments au sol, sous une variété de conditions atmosphériques, ont permis et permettront de raffiner les méthodes d'inversion satellitaires (Durkee *et al.*, 1997; Ignatov *et al.*, 1997). TARFOX a permis de mettre en évidence l'importance inattendue des aérosols organiques ainsi que la condensation de l'eau sur l'épaisseur optique des panaches d'aérosols dans la zone d'étude.

Les campagnes SCAR-A, SCAR-B, et SCAR-C (*Sulfates, Clouds And Radiation*) ont pour objectif de caractériser les processus reliant les aérosols aux nuages afin de mieux comprendre comment ils affectent les propriétés réfléchissantes des nuages. Un objectif secondaire consiste à valider les techniques de télédétection satellitaires

qui permettent la mesure de la réflectance des nuages et de la distribution de la taille des gouttelettes. La campagne SCAR-A a été réalisée dans l'Atlantique pour étudier le lien entre les sulfates et les nuages et en particulier pour mieux comprendre leur influence sur les propriétés réfléchissantes des nuages dans cet environnement. SCAR-B et SCAR-C ont pris place respectivement au Brésil et en Californie. L'objectif principal de ces expériences était d'étudier l'effet des feux de biomasse sur les processus atmosphériques et de développer de nouvelles techniques permettant leur détection satellitaire. À l'aide des mesures effectuées durant les campagnes SCAR, le groupe MODIS a d'ailleurs pu mettre au point un algorithme d'inversion sur des cibles sombres au-dessus du sol qui repose sur l'utilisation du canal centré sur $2,1\mu m$ pour identifier les pixels sombres et pour prédire la réflectance dans les canaux rouge et bleu. Autre résultat intéressant pour notre étude, les campagnes SCAR et plus spécifiquement SCAR-B ont permis de mettre en évidence un accroissement de la taille des particules avec le temps de séjour des particules dans l'atmosphère (Reid *et al*, 1998). Ces auteurs suggèrent que cette augmentation serait entre autre attribuable aux processus de coagulation des sulfates, et des aérosols carbonés. De plus, la condensation des molécules organiques en particules durant les premières heures après l'émission constitue une source secondaire importante qui fait augmenter la masse d'aérosols de l'ordre de 20%.

Les résultats de plusieurs modèles climatiques suggèrent que le forçage climatique exercé par les aérosols est l'une des plus importantes source d'erreur dans la prédiction du climat. La quantification de ce forçage nécessite la mise sur pied de nouvelles expériences de mesures. La campagne INDOEX (*INDian Ocean EXperiment*) a été amorcée en ce sens. Son principal objectif est d'étudier le forçage climatique exercé par les aérosols naturels et anthropiques afin d'évaluer leur effet sur le climat à l'échelle régionale et globale. La détermination de la composition de la population d'aérosols, des concentrations atmosphérique en gaz réactifs, des flux de radiation solaire ainsi que des champs météorologiques tels que le vent et la distribution de la vapeur d'eau constituent les principales mesures effectuées. Ces mesures de terrain visent le calibrage du *National Aeronautics and Space*

Administration's Earth Observing System (NASA EOS) afin de permettre une meilleure cartographie de l'effet refroidissant des aérosols à l'échelle régionale. Ces mesures offrent aussi un intérêt pour faciliter l'intégration de l'effet des aérosols dans les modèles climatiques globaux.

2.4 Les modèles de transport des aérosols

Au cours des dernières années, plusieurs approches plus ou moins complexes passant du modèle de trajectoire au modèle climatique tridimensionnel ont été explorées afin d'étudier le mouvement des aérosols ainsi que leur incidence sur le climat, nous tentons ici d'en résumer les grandes lignes.

2.4.1 Les modèles de trajectoire

Les modèles de trajectoire permettent de connaître le mouvement d'une particule ou d'un nuage de particules entraîné par les champs tridimensionnels des variables météorologiques analysées ou prédites par un modèle météorologique. Les particules sont considérées comme des traceurs passifs, leurs propriétés physiques et chimiques ne sont pas altérées durant la trajectoire. À titre d'exemple, le modèle HYSPLIT_4 (*HYbrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory*, Draxler et Hess, 1997) est un modèle de trajectoire qui tient compte uniquement de l'advection, de la déposition sèche et du lessivage (*wet scavenging*). La dynamique d'un nuage de particules est traitée en combinant l'advection du centre de masse du nuage (comme s'il s'agissait d'une seule particule) avec la vitesse d'étalement du nuage qui dépend de la dispersion de la vitesse du vent à l'intérieur du nuage.

2.4.2 Les modèles de transport chimique (MTC)

La plupart des modèles de transport chimique (MTC) récents intègrent les processus suivants: 1-émissions primaires, 2-advection, 3-nucléation, 4-condensation/évaporation, 5-coagulation, 6-déposition sèche, et 7-réactions chimiques en prenant en considération l'évolution de la distribution de taille (Moran

et al., 1998). Les émissions primaires proviennent de sources anthropiques et naturelles. La combustion de carburants fossiles, la combustion de biomasse, les poussières générées par l'industrie minière et par la circulation sur les routes constituent les principales émissions anthropiques d'aérosols. Les principales émissions naturelles sont constituées par les poussières générées par le vent, les sels marins, les feux de biomasse naturels et les sources biotiques (pollen, spores, etc.) (Seigneur et al., 1997). La nucléation, la condensation, la coagulation et les processus chimiques constituent les émissions secondaires. La nucléation et la condensation sont deux processus qui surviennent lorsqu'un gaz atteint sa pression de saturation. La nucléation consiste en la formation de nouvelles particules à partir de molécules gazeuses alors que la condensation correspond à la croissance d'une particule existante par l'agglomération de molécules gazeuses à sa surface. La condensation est favorisée lorsque la concentration de particules est grande. La coagulation survient lorsque deux particules fusionnent pour n'en former qu'une seule suite à une collision. Enfin, les processus chimiques prenant surtout place dans les gouttelettes d'eau (nuage, brume) consistent en des réactions d'oxydation du NO₂, du SO₂ et des VOC (*Volatile Organic Compound*). Le tableau 2.1 ci-dessous résume les principales sources d'aérosols.

Tableau 2.1: Sources d'émissions d'aérosols

<i>Sources naturelles</i>		<i>Sources anthropiques</i>	
Primaires	Secondaires	Primaires	Secondaires
Poussières (vent sur le sol nu)	Sulfates à partir de gaz biotiques	Poussières de la circulation et de l'industrie	Sulfates à partir du SO ₂ industriel
Sel marin (vent sur l'océan)	Sulfates à partir du SO ₂ d'origine volcanique	Suie provenant de la combustion de carburants fossiles et de biomasse	Organiques carbonés à partir de VOC
Cendres volcaniques	Organiques carbonés à partir des VOC (Volatile Organic Compound)	Organiques carbonés de la combustion de biomasse	Nitrates à partir du NO _x
Organiques carbonés (feux de forêts)	Nitrates à partir du NO _x		
Suie (feux de forêts)			

Les modèles de transport chimique sont pilotés à l'intérieur du domaine par les champs des variables météorologiques pré-calculés par un modèle météorologique indépendant ou calculés par un module météorologique faisant partie intégrante du modèle de transport chimique. Les MTC opèrent à l'échelle urbaine (100 km x 100 km, méso-échelle beta) ou régionale (1000 km x 1000 km, méso-échelle alpha). Les MTC opérant à l'échelle urbaine ne permettent pas la modélisation adéquate de la dynamique dans les couches supérieures de l'atmosphère (Seigneur *et al.*, 1997). Ils sont donc inutilisables pour le suivi à moyen et long terme des aérosols atmosphériques. Les MTC régionaux (méso-échelle alpha) peuvent remplir ce rôle car la modélisation se fait sur de plus grandes distances et les aérosols ont le temps de migrer vers des niveaux atmosphériques supérieurs. Les modèles comportant un traitement détaillé de la chimie ne permettent pas d'étendre la modélisation sur plus de quelques jours (modèles épisodiques) en raison de la lourdeur du calcul (Seigneur *et al.*, 1997). La simplification des algorithmes chimiques, en élaborant un paramétrage des principales réactions à partir des concentrations à la surface ou en limitant le nombre de réactions chimiques aux réactions les plus importantes, permet de consacrer plus de temps de calcul au transport proprement dit ce qui permet d'allonger la durée de la modélisation. Le tableau 2.2 dresse la liste des principaux MTC régionaux qui prennent en considération la distribution de taille ainsi que les processus cités plus haut. Ces modèles sont bien adaptés à l'étude de l'évolution des propriétés physiques et chimiques des aérosols (composition chimique et distribution de taille). Comme l'évolution du mélange d'aérosols et de la distribution de taille agit sur les propriétés optiques, ces modèles seraient tout aussi indiqués pour l'étude de l'évolution de l'AOD.

Tableau 2.2: Les modèles de transport chimique régionaux
comprenant une distribution de taille des aérosols

<i>Modèle</i>	<i>Distrubution de taille</i>	<i>Référence</i>
DAQM <i>Denver Air Quality Model</i>	2 modes	Middleton, 1997 <i>State University of New York & Science and Policy Associates</i>
EURAD-MADE <i>EUROpean Acid Deposition model</i>	2 modes	Ackermann <i>et al.</i> , 1998 <i>Ford Motor Company, University of Cologne, U.S. EPA</i>
CMAQ Models-3 <i>Community Multiscale Air Quality Modelling System</i>	3 modes PM-10	Buyn et Ching, 1999 <i>U.S. EPA</i>
AURAMS <i>AES Unified Regional Air-quality Modelling System</i>	Distribution sectionnée 12 intervalles	Moran <i>et al.</i> , 1998 <i>Meteorological Service of Canada</i>
GATOR <i>Gas, Aerosol, Transport and Radiation model</i>	Distribution sectionnée 16 intervalles	Jacobson, 1997 <i>University of California (L.A.), Stanford University</i>
SAQM-AERO <i>SARMAP Air Quality Model with AEROSols</i>	Distribution sectionnée	Pai <i>et al.</i> , 1998 Seigneur <i>et al.</i> , 1997 <i>AER inc.</i>

Adapté de Moran *et al.*, 1998 et Seigneur *et al.*, 1997.

2.4.3 Les modèles climatiques

Les aérosols affectent le climat de façon directe et indirecte. L'effet direct consiste principalement en une rétro-diffusion nette de la radiation solaire vers l'espace bien que certains aérosols ont aussi tendance à absorber la radiation. Charlson *et al.* (1992) ont estimé que les sulfates anthropiques seraient responsables de la rétro-diffusion vers l'espace d'une partie de la radiation solaire globale incidente à raison de $\sim 1 \text{ W/m}^2$. Cette rétro-diffusion entraînerait une diminution de la température globale par rapport aux estimés obtenus par les modèles qui ne prennent pas en considération les sulfates anthropiques (diminution de l'ordre de 2°C sur la température moyenne annuelle de l'hémisphère nord pour l'an 2050; Charlson *et*

al., 1992). L'effet radiatif des autres types tels que les aérosols carbonés provenant de feux de biomasse, les aérosols carbonés provenant de la combustion de carburants fossiles, et les poussières générées par l'activité humaine serait aussi important que l'effet des sulfates (Penner *et al.*, 1992; Tegen et Fung, 1995). L'effet indirect des aérosols sur le climat consiste en une augmentation du nombre de noyaux de condensation dans les nuages qui conduit à une modification de l'albédo et à une plus grande durée de vie des nuages ce qui favorise la rétro-diffusion de la radiation solaire incidente vers l'espace.

Les modèles de circulation générale (GCM, *General Circulation Model*) sont les outils les plus sophistiqués pour l'étude des changements du climat planétaire. Tegen *et al.* (1997) ont montré l'intérêt d'utiliser les GCM dans le but de réaliser un estimé de la contribution relative de chaque type d'aérosols sur les épaisseurs optiques observées. Les GCM sont limités sur le plan de la résolution spatiale (typiquement 3° à 5°; Barrie et Blanchet, 1996). La durée de vie des aérosols près des sources étant de quelques jours à une semaine, cette résolution est clairement insuffisante pour suivre leur évolution. En effet, à une résolution de 5° et pour des vents typiques de 7,5 m/s, le temps requis pour traverser une cellule est de l'ordre du jour ce qui est trop grand pour décrire des processus s'étendant seulement sur quelques jours. Une résolution minimale de l'ordre de 1° doit donc être imposée aux modèles climatiques qui incorporent les aérosols (Barrie et Blanchet, 1996). Dans cette perspective, un groupe canadien a mis de l'avant le développement du modèle régional climatique des aérosols de l'hémisphère nord (NARCM, *Northern Aerosol Regional Climate Model*; Spacek *et al.*, 1999) qui possède précisément une résolution de 1°x1°. Ce modèle est composé du modèle climatique régional (RCM, *Regional Climate Model*) pour la dynamique climatique (Caya et Laprise, 1999) et du module d'aérosols canadien (CAM, *Canadian Aerosol Module*) pour les processus affectant les aérosols (Gong *et al.*, 2000; Gong *et al.*, 2002). Les modèles climatiques régionaux tels que NARCM peuvent être soit (i) pilotés aux frontières par les GCM ou par des variables météorologiques analysées par un modèle de prévision et d'analyse météorologique puis générer leur propre météorologie à l'intérieur du domaine, (ii) être pilotés aux frontières et faire l'objet d'un pilotage spectral (basses fréquences spatiales) à

l'intérieur du domaine, ou enfin (iii) être pilotés à l'intérieur du domaine de modélisation par les variables météorologiques générées par un modèle de prévision ou d'analyse météorologique indépendant. Dans cette dernière configuration, ils se comportent comme des modèles de transport chimique.

2.5 Objectifs

Les différents modèles de transport des aérosols présentés ci-haut permettent une modélisation du comportement des aérosols dans l'atmosphère selon une approche plus ou moins complexe mais aucun d'entre eux ne prend implicitement en considération les mesures des propriétés optiques des aérosols pour guider la modélisation. Compte tenu des multiples retombées possibles associées à la mise en place d'une telle méthodologie, qui rend possible l'interpolation spatiale et temporelle des mesures d'AOD, nous avons formulé l'objectif principal et les objectifs spécifiques ci-dessous.

a) Objectif principal

- Analyser et caractériser la distribution spatiale et temporelle de l'épaisseur optique des aérosols.

b) Objectif spécifique

- Développer un outil informatique efficace pour l'analyse de l'AOD avec une précision comparable à celle des observations. Cet outil repose sur l'assimilation de l'AOD dans un modèle de transport atmosphérique piloté par des variables météorologiques pré-calculées.

2.6 Hypothèse de la recherche

Pour atteindre nos objectifs, nous formulons l'hypothèse selon laquelle le traitement simplifié de la dynamique des aérosols (se limitant à la prise en compte de

l'advection, la déposition, le lessivage, la croissance hygrométrique et les émissions primaires) est suffisamment précis pour l'analyse par assimilation de données de l'évolution spatiale et temporelle de l'AOD. La validation de cette hypothèse nécessite que l'erreur inhérente aux AOD délivrées par AODSEM soit inférieure ou égale aux erreurs caractéristiques associées aux méthodes de détermination de l'AOD. De plus, les résultats doivent être significativement supérieurs aux résultats obtenus en procédant à une interpolation spatiale et temporelle des données satellitaires ou mesurées par les héliophotomètres, méthode qui ignore les processus physiques.

CHAPITRE 3

MODÈLE DE TRANSPORT DES AÉROSOLS

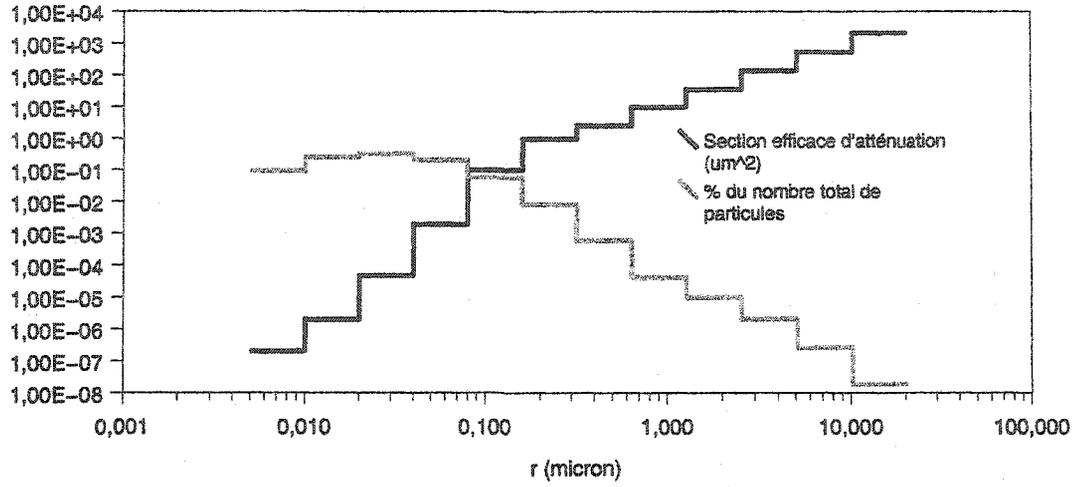
Afin de répondre aux objectifs de ce travail, nous avons développé le progiciel AODSEM. Le développement de ce nouveau progiciel a permis un ajustement de la modélisation pour le suivi des propriétés optiques plutôt que des concentrations en aérosols. L'ensemble du progiciel a pu être construit et simplifié avec, comme principaux soucis, l'atteinte d'un compromis entre la recherche d'un temps de calcul minimal accompagné d'une bonne maîtrise des processus modélisés et la conservation d'un maximum d'informations sur les propriétés optiques des aérosols. Dans les lignes qui suivent, nous exposons en détails le fonctionnement du progiciel AODSEM.

3.1 Approximations et description sommaire du modèle

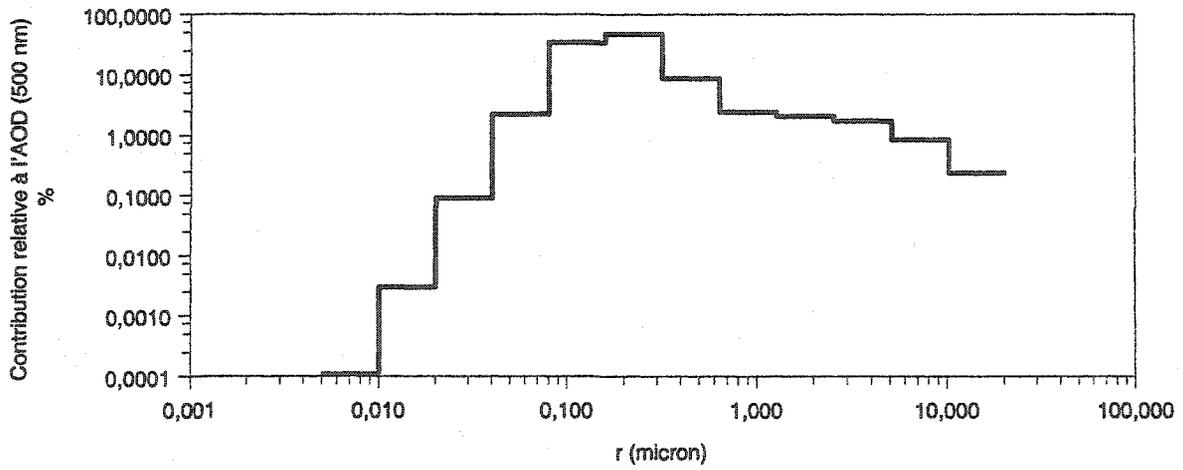
Dans AODSEM, un certain nombre de processus n'ont pas été modélisés. Nous faisons l'hypothèse que la prise en charge de l'advection, de la déposition sèche, du lessivage et des émissions primaires permet d'atteindre un niveau de précision suffisant pour l'analyse de l'épaisseur optique. Nous présumons donc que la nucléation, la condensation-évaporation, les processus chimiques, et la coagulation ont une moindre incidence sur l'épaisseur optique dans le contexte de modélisations libres (non contraintes par les observations) de courte durée. Dans le contexte de cette thèse, cette période est de l'ordre de 24 heures.

La figure 3.1 (b) illustre par exemple la faible contribution relative des particules de rayons inférieurs à $0,02\ \mu m$ à l'AOD totale ($\sim 0,1\%$). Cette figure 3.1 a été produite

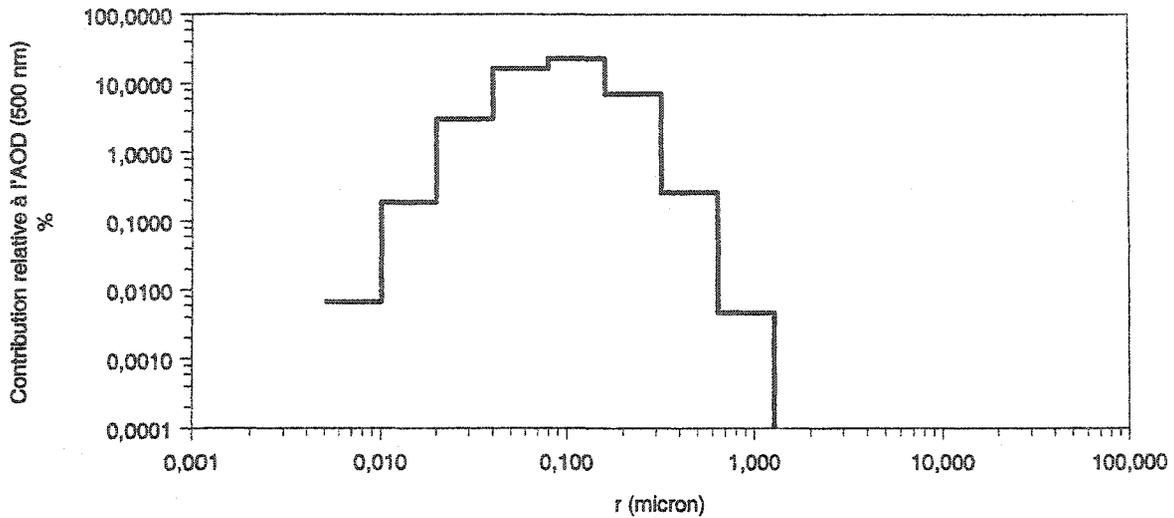
avec le modèle d'aérosol rural tel que défini par Shettle et Fenn (1979) pour une humidité relative de 70% et les sections efficaces d'atténuation calculées à l'aide de la théorie de Mie pour des particules sphériques. Dans le contexte où l'AOD archivée par AODSEM est codée sur 8 bits (précision de 1% pour une AOD de 1,0), mais surtout en raison des erreurs typiques associées aux mesures de l'AOD, la contribution de ces petites particules peut être négligée. En effet, comme pour les photomètres solaires, les erreurs sont de $\Delta\tau_a \approx \pm 0,02$ (voir section 6.2.2) alors que pour le capteur MODIS (Kaufman et Tanré, 1998), $\Delta\tau_a = \pm 0,05 \pm 0,2\tau_a$, la plus petite erreur ($\pm 0,02$) correspond à une erreur de 2% sur une AOD de 1,0 soit un ordre de grandeur supérieure à la contribution des particules de petit rayon $r < 0,02 \mu m$. En d'autres termes, l'erreur induite en ne considérant pas les processus touchant les particules de petites tailles est de l'ordre de 10 fois plus faible que l'erreur associée aux observations. Bien entendu il importe de remarquer que cette affirmation n'est juste que lorsque les processus de croissance des particules ne soient pas trop efficaces de sorte que peu de petites particules se transforment en plus grosses particules durant la période de modélisation libre (ici de l'ordre de 24 heures).



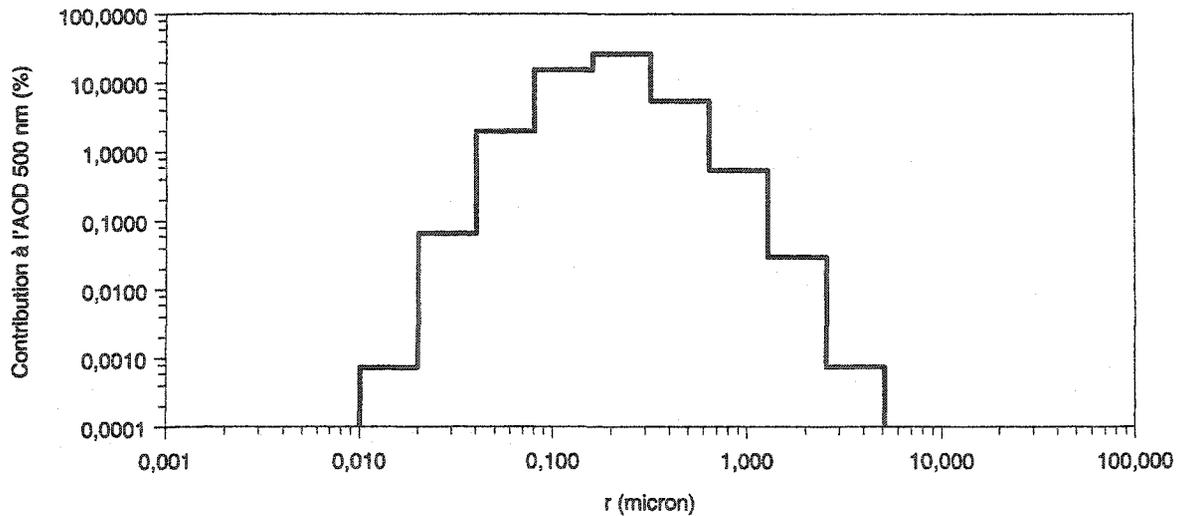
(a)



(b)



(c)



(d)

Figure 3.1: (a) Contribution relative de chaque intervalle de taille au nombre total de particules et les valeurs absolues des sections efficaces d'atténuation correspondant à chaque intervalle de taille. (b) Contribution relative de chaque intervalle de taille à l'AOD pour le modèle rural. Cette figure est proportionnelle au produit des deux courbes de la figure 3.1 (a). (c) Contribution relative de chaque intervalle de taille à l'AOD pour un distribution lognormale de sulfate centrée sur un rayon moyen de 0,005 microns. (d) Contribution relative de chaque intervalle de taille à l'AOD pour un distribution lognormale de sulfate centrée sur un rayon moyen de 0,025 microns. Les intervalles de taille correspondent à ceux utilisés par les modèles NARCM et AODSEM (voir section 4.5.1).

Le progiciel AODSEM a été conçu de façon à ce qu'il puisse s'ajuster fréquemment aux observations disponibles afin de réduire la possibilité de dérive du modèle. Cet ajustement aux observations est réalisé par un algorithme d'assimilation de données

qui sera décrit dans le prochain chapitre. Grâce à cette caractéristique majeure, nous présumons que nous pouvons nous permettre de ne pas modéliser tous les processus ayant un effet sur les AOD. Ainsi, les processus suivants seront négligés dans AODSEM:

- Coagulation
- Nucléation
- Condensation–évaporation
- Processus chimiques.

Parmi ces processus non considérés la coagulation représente probablement l'approximation la plus contestable en terme d'impact sur l'épaisseur optique. Comme la coagulation modifie la distribution de taille et par conséquent le coefficient d'Angström, l'assimilation à une seule longueur d'onde ne permet pas de corriger l'évolution de l'AOD pour toute la gamme de longueurs d'ondes considérées par le modèle. Ce qui revient à dire que l'assimilation à une longueur d'onde donnée permet de produire une AOD corrigée uniquement à cette longueur d'onde. L'idée d'une assimilation à plus d'une longueur d'onde à la fois serait donc à considérer dans une version ultérieure du modèle.

AODSEM est composé d'un modèle de transport chimique 3D (mis au point pour cette étude) qui est piloté par les mesures de l'AOD disponibles. La dynamique du modèle de transport (TM) est calculée en considérant que chaque traceur du modèle se déplace à vitesse constante durant un pas de calcul et cette vitesse constante est posée égale à la vitesse aérodynamique limite. Chaque intervalle de taille pour chaque type de particule (aérosols carbonés, sulfates, sels marins et poussières) est considéré comme un traceur, et ce, pour chaque cellule du modèle. Par aérosols carbonés nous faisons référence aux aérosols carbonés absorbants. La vitesse limite aérodynamique est déterminée après consultation des valeurs locales des variables météorologiques (provenant d'un modèle d'analyse météorologique externe) et des propriétés micro–physiques de la particule (taille, masse). Pour la présente étude, les variables météorologiques seront fournies par le *Global Environmental Multiscale*

(GEM, Côté *et al.*, 1997). Les vents verticaux et l'humidité relative sont calculés par AODSEM à partir des champs du GEM. L'humidité relative est particulièrement importante car elle affecte à la fois la dynamique et les propriétés optiques de certains aérosols (croissance hygrométrique).

Dans AODSEM comme dans NARCM, la distribution de taille est scindée en 12 intervalles d'incrément logarithmiques constants entre 0,005 et 20,48 μm . Nous devons donc considérer 48 traceurs pour chaque cellule de l'espace 3D (4 types x 12 tailles). La propriété la plus importante d'un traceur est le nombre de particules qu'il représente (N) car cette propriété permet de définir l'évolution de la répartition des aérosols dans l'espace 3D. À la fin de chaque pas de calcul, les trajectoires générées par le TM définissent une nouvelle distribution des traceurs dans l'espace 3D qui est rééchantillonnée sur la grille initiale. Ce processus résulte en une variation temporelle du nombre de particules du traceur (N) dans chaque cellule.

Pour chaque pas de calcul, la déposition, le lessivage (dans et sous le nuage), la croissance hygrométrique, ainsi que l'apport en aérosols provenant des émissions primaires (sels marins, sulfates, aérosols carbonés) sont calculés et appliqués au bilan de particules en circulation. Les émissions de sulfates et d'aérosols carbonés sont basées sur l'inventaire du GEIA (wwwa, 1997). L'émission de sels marins est déterminée à partir de la valeur du vent de surface et de l'équation empirique donnée par Monahan *et al.* (1986). Le TM est piloté aux frontières par une prescription climatologique des aérosols provenant du Global Aerosol Data Set (GADS; Koepke *et al.*, 1997).

3.2 Définition de l'inventaire des émissions

À ce jour, AODSEM prend en compte les émissions de sulfates, d'aérosols carbonés et de sels marins. Les émissions de poussières ne sont pas encore modélisées, elles seront intégrées ultérieurement. Afin d'assurer une intégration ultérieure aisée de cet inventaire, nous avons déjà prévu une place pour ces données dans le format des

fichiers d'inventaires des émissions. Pour l'instant, des taux d'émissions nuls sont assignés à ce type d'aérosol. Dans les prochaines sections, nous nous attarderons à décrire chacun des inventaires déjà intégrés au modèle.

3.2.1 Émissions de sulfates et d'aérosols carbonés

L'inventaire des émissions de sulfates et d'aérosols carbonés utilisés dans AODSEM sont tirés du GEIA. La résolution spatiale de cet inventaire est de $1^\circ \times 1^\circ$ globalement. Quelques exemples de l'inventaire utilisé par AODSEM sont présentés à la figure 3.2. Les flux d'émissions sont archivés en unités de tonnes/deg.²/an. Avant d'exécuter le TM de AODSEM, cet inventaire doit être rééchantillonné sur la grille horizontale désirée. Dans le meilleur des cas, les inventaires du GEIA sont définis mensuellement. Toutefois, comme nous aurons aussi à considérer des émissions ayant une plus grande variabilité (sels marins, et éventuellement poussières), nous avons décidé de mettre en place une procédure qui produit un fichier d'inventaire des sources (sulfates, aérosols carbonés, sels marins) pour chaque jour de modélisation.

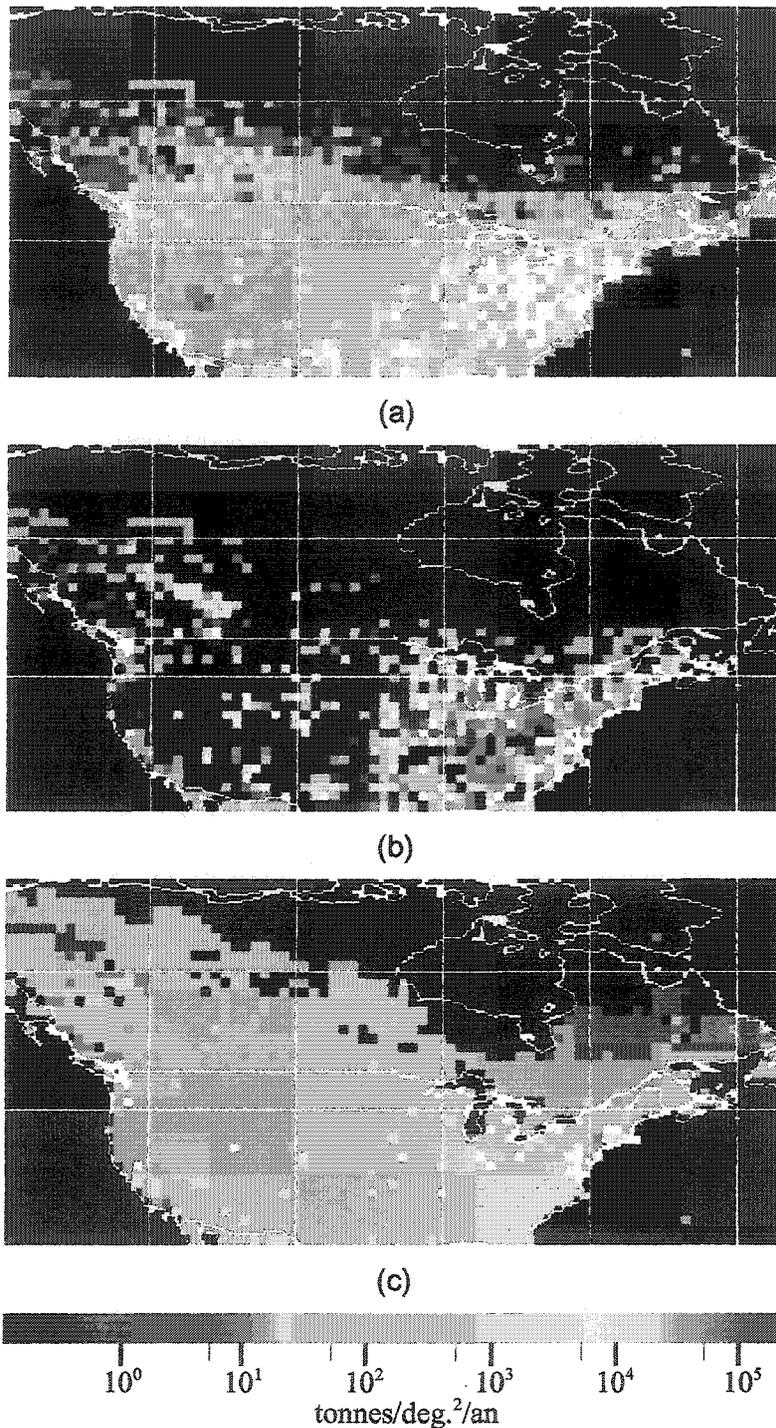


Figure 3.2: Taux d'émission d'aérosols selon le GEIA pour le mois de juin. (a) Émissions des sulfates injectés au niveau du sol ($z < 100\text{m}$), (b) injectés en hauteur ($z > 100\text{m}$) (Voldner et al, 1997) et (c) les aérosols carbonés injectés au niveau du sol (Cooke et Wilson, 1996).

Sulfates:

L'inventaire des émissions de sulfates utilisé est un inventaire saisonnier (hiver, printemps, été, automne) sur deux niveaux verticaux basé sur la situation de l'année 1985 (Voldner *et al.*, 1997). Il provient d'une combinaison de l'inventaire à l'échelle globale (Spiro *et al.*, 1992) utilisé par défaut et des inventaires régionaux par pays lorsqu'ils sont disponibles. Sa résolution horizontale est de $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ et les injections sont définies pour une altitude entre 0–100m (niveau 1) et pour une altitude >100 m (niveau 2) qui correspondent grossièrement aux sources au sol et aux panaches libérés par les usines de production d'énergie et par les cheminées industrielles. Les aérosols émis par des cheminées de hauteur égale ou supérieure à 50 m sont associés à niveau 2 car on suppose une montée du panache après son émission. Compte tenu du petit nombre de niveaux verticaux de AODSEM, cette définition verticale des émissions revient à injecter la première partie de l'inventaire au premier niveau (~ 80 m) et la seconde au deuxième niveau (~ 250 m). Ces altitudes correspondent aux altitudes nominales des niveaux verticaux utilisés par le modèle (voir tableau 4.4).

De nombreuses études ont révélées que les distributions de taille des aérosols ont une structure modale qui peut être ajustée par plusieurs fonctions analytiques dont la distribution lognormale. Cette dernière a beaucoup été utilisée dans la littérature car elle s'applique à une variété de conditions comme le démontre les travaux de Deepak et Box (1982), de Jaenicke (1979) et de Blanchard et Woodcock (1980) notamment.

La distribution de taille des sulfates peut varier considérablement selon l'âge des particules et le type de source. Chan *et al.* (1983) ont mesuré la distribution de taille des sulfates dans les panaches émis par deux fonderies en Ontario au Canada et ont trouvé que le diamètre moyen (pondéré par la masse) varie entre 0,4 et 1,0 μm . McElroy *et al.* (1982) ont, quant à eux, montré que, dans le cas de la combustion de charbon, les sulfates de 0,01 μm de rayon sont émis préférentiellement. Whitby (1978) indique que, pour plusieurs mesures effectuées près des centrales

thermiques, les sulfates sont émis en deux modes ($\bar{r}=0,01$ et $0,07$). Compte tenu de la grande variabilité de ces données et de l'applicabilité générale de la distribution lognormale, nous avons adopté une distribution modale log–normale ayant un rayon moyen de $\bar{r}=0,1 \mu m$ et un écart type géométrique $\sigma=1,5$ (voir équation 3.1) qui permet de couvrir l'ensemble des conditions mesurées. L'équation 3.1 permet de définir la répartition des aérosols selon la taille considérée.

$$\frac{d\rho(r)}{dr} = \rho_{tot} \frac{1}{\ln(10) r \log_{10}(\sigma) \sqrt{2\pi}} \times \exp\left(-\frac{(\log_{10} r - \log_{10} \bar{r})^2}{2(\log_{10} \sigma)^2}\right) \quad (3.1)$$

ρ_{tot} = concentration totale de particules (particules /m³)

$\rho(r)$ = concentration de particules de rayon compris entre 0 et r

$d\rho(r)/dr$ = concentration de particules de rayon compris entre r et $r+dr$ (particules/(m³ μm))

r = rayon géométrique (μm)

\bar{r} = moyenne géométrique de la distribution (μm)

σ = écart type géométrique (μm)

Aérosols carbonés:

L'inventaire des émissions d'aérosols carbonés comprend les émissions par combustion de carburants fossiles et les émissions provenant de la combustion de biomasse. 23 types de carburants fossiles sont considérés parmi lesquels figurent le charbon, la lignite brune et le diesel qui sont responsables de la majorité des émissions globales. Les émissions de feux de biomasse sont estimées à partir du taux de déforestation et des estimés de superficie de savane brûlée. L'inventaire prend en compte une variabilité saisonnière qui a été inspirée de Hao *et al.* (1991). Les images satellitaires sur cinq ans ont été utilisées pour améliorer la définition de la variabilité saisonnière des feux africains donnée par Hao *et al.* (Cooke *et al.*, 1996). L'inventaire possède une résolution horizontale de 1° x 1°. L'inventaire des émissions de carburant fossile est défini annuellement alors que l'inventaire des émissions par combustion de biomasse est défini mensuellement. Dans AODSEM, nous avons combiné ces deux inventaires en une seule base de données, ce qui conduit à un fichier d'émission d'aérosols carbonés pour chaque mois de l'année.

Les observations de Berner *et al.* (1996) montrent que les aérosols carbonés émis par la combustion de carburants fossiles sont bien représentés par une distribution massique uni-modale lognormale centrée à $\bar{r}=0,1 \mu m$. Tel que proposé par Gong *et al.* (2000) et pour être cohérent avec les observations de Berner *et al.* (1996), nous avons choisi une distribution de taille lognormale avec $\bar{r}=0,05 \mu m$ et $\sigma=1,7$.

3.2.2 Émissions de sels marins

Nous avons utilisé la formulation semi-empirique de Monahan *et al.* (1986) pour relier le taux d'émissions de sels marins pour chaque intervalle de taille au vent de surface. Cette fonction a donné des résultats acceptables pour la modélisation des observations de sels marins (Gong *et al.* 1997a et 1997b). L'injection de sels marins dans l'atmosphère par formation d'écume à la surface de l'océan pour un intervalle de taille humide (RH=80%) $dr_w [\mu m]$, le rayon central humide de cet intervalle r_{mw} (RH=80%) $[\mu m]$ et des vents horizontaux à une altitude de 10 m (U_{10} et V_{10} , $[m s^{-1}]$) est donnée en unités de [particules $m^{-2} s^{-1}$] par

$$\frac{dN_{SS}}{dt} = 1,373 \left((U_{10}^2 + V_{10}^2)^{1/2} \right)^{3,41} r_{mw}^{-3} \left(1 + 0,057 r_{mw}^{1,05} \right) \times 10^{1,19 \exp(-B^2)} dr_w, \quad (3.2)$$

avec
$$B = \frac{(0,380 - \log r_m)}{0,650}. \quad (3.3)$$

N_{SS} est la concentration de sels de mer dans l'intervalle de taille dr (particules/ m^3).

Dans AODSEM, le taux d'émissions quotidiennes des sels marins est déterminé à partir du vent de surface à 12h TU (Temps Universel).

3.2.3 Inventaire des sources ponctuelles définies par l'utilisateur

L'inventaire des émissions standard utilisé par AODSEM ne permet pas de prendre en compte des émissions sporadiques telles que les feux de forêts car il a été élaboré à partir des moyennes d'émissions sur plusieurs années. Pour corriger cette

lacune, nous avons mis en place une routine d'ajout de sources ponctuelles. Dans AODSEM, une source ponctuelle est définie comme une source ayant la taille d'une cellule ou moins. L'utilisateur peut définir un nombre quelconque de sources ponctuelles en spécifiant la position géographique de la source, sa hauteur d'injection et le taux de particules injectées pour les sulfates et pour les aérosols carbonés. Cette façon de définir les sources ponctuelles est très souple car elle permet de définir un profil vertical de l'injection simplement en considérant chaque niveau d'injection comme une source indépendante.

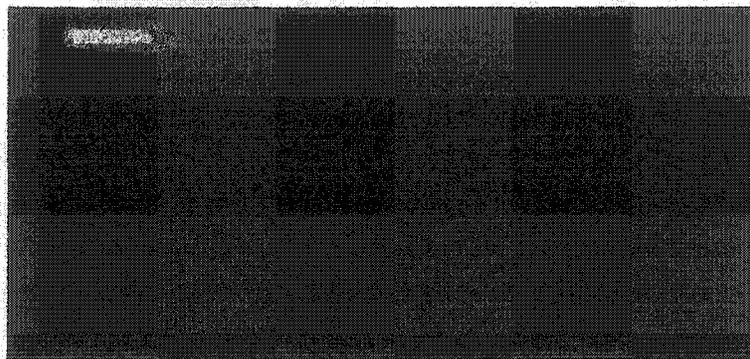
3.2.4 Interpolation temporelle des émissions

Nous avons jusqu'à présent décrit les propriétés microphysiques des différentes émissions sans toutefois discuter de leur définition temporelle. La présente section a pour but de définir la méthode qui sera retenue pour faire l'interface entre les émissions et la fréquence dynamique du modèle. Comme la fréquence d'archivage des émissions (saisonnier, mensuel ou journalier) ne correspond pas à la fréquence de calcul de la dynamique de AODSEM (typiquement 3 heures), nous avons choisi d'interpoler à chaque pas de calcul un nouvel inventaire des émissions en utilisant les deux inventaires les plus rapprochés de la date de modélisation. Nous utilisons un schéma d'interpolation temporel linéaire pour produire ce nouvel inventaire.

3.2.5 Rééchantillonnage spatial des émissions

Sur une base spatiale, il est nécessaire de définir la résolution optimale des inventaires d'émissions qui minimisent les problèmes de discontinuité résultant de la basse fréquence d'injection des aérosols dans le modèle. Ce genre de discontinuité est plus évidente pour une source de faible dimension telle qu'un complexe industriel ou un feu de forêt. Il est évident que cette discontinuité est un artefact du modèle résultant d'un mauvais arrimage entre la fréquence des pas de calcul, la résolution horizontale du modèle et la vitesse des vents. Si, pour la durée du pas de calcul, les aérosols sont transportés d'une distance supérieure à la résolution horizontale du modèle, la discontinuité sera perceptible. En effet, dans ce cas les traceurs peuvent

« sauter » une ou plusieurs cellules à chaque pas de temps (voir figure 3.3 (b)). Afin de réduire cet artefact, nous avons choisi de rééchantillonner l'inventaire des émissions sur une grille spatiale plus grossière que celle du domaine de modélisation au moment de l'exécution. L'inventaire sera rééchantillonné de façon à ce que, pour une vitesse de vent de 25 km/h et pour une latitude moyenne, l'advection déplace les particules d'une distance égale à la nouvelle résolution de l'inventaire pour chaque pas de calcul. Pour le cas où la vitesse d'advection est supérieure à 25 km/h, la discontinuité sera tout de même observée, mais comme les vitesses sont fréquemment inférieures à cette valeur, cette mesure permet de réduire les discontinuités sans pour autant trop dégrader la résolution. Le produit du pas de calcul avec la vitesse de 25 km/h détermine la moitié de la largeur de la fenêtre de lissage. Le lissage consiste à associer à la cellule centrale de la fenêtre la moyenne des taux d'émissions présents à l'intérieur de la fenêtre. Ce rééchantillonnage entraîne nécessairement une perte d'information spatiale concernant les émissions, mais il permet en contrepartie de générer une évolution spatiale et temporelle des panaches qui est physiquement plus réaliste. La figure 3.3 illustre un panache obtenu pour une source ponctuelle de feux injectée à une altitude de 1800 m puis 7000 m. La modélisation a débuté le 1^{er} août 1998 à 0 h TU pour une durée de 30 heures. La source de feux est située à l'ouest du Grand lac de l'Ours (Territoires du nord-ouest). Nous pouvons clairement distinguer sur cette figure des discontinuités du panache à 7000 m en dépit du rééchantillonnage. De fait, les vents moyens sur cette région s'élevaient à 90 km/h à cette altitude, ce qui est largement supérieur à la limite de 25 km/h sur laquelle repose le rééchantillonnage. Pour l'injection à 1800 m, la vitesse moyenne s'élevait à 30 km/h, ce qui est comparable à la limite de 25 km/h, et pour ce cas aucune discontinuité n'est perceptible.



(a)



(b)

Figure 3.3: Panache d'aérosols pour une source d'émission ponctuelle située au Grand lac de l'ours du 1^{er} août 1998 0h TU au 2 août 1998 6h TU injectés à une altitude de (a) 1800 m et (b) 7000 m. Les flèches indiquent le caractère discontinu du panache.

3.3 Advection des particules

AODSEM est un modèle de trajectoire appliqué à une matrice 3D d'aérosols discriminés en tailles et en compositions chimiques. Comme les modèles de trajectoire intègrent la trajectoire d'une seule particule sur toute la durée de la modélisation, nous avons dû mettre en place un algorithme où chaque type-taille d'aérosol pour chaque cellule de la matrice 3D est considéré comme une particule à transporter. Il existe deux principales méthodes numériques pour le calcul de la dynamique des particules atmosphériques: 1-méthode Lagrangienne et 2-méthode Eulérienne. Les deux méthodes permettent de résoudre le problème d'advection-diffusion des particules. Dans la méthode Eulérienne, la solution est obtenue par rapport à une grille fixe sur laquelle les concentrations et les variables météorologiques sont définies. La dynamique est considérée en calculant les flux

entre les surfaces de cellules adjacentes de la matrice 3D. Dans la méthode Lagrangienne, le changement de concentration est calculé en suivant la particule le long de sa trajectoire. Les modèles Lagrangiens sont généralement mieux adaptés au simulation impliquant des sources ponctuelles alors que les modèles Eulériens sont plus performants pour des émissions plus complexes, multiples et étendues.

La dynamique de AODSEM est calculée selon un schéma semi-Lagrangien, une approche hybride qui permet l'usage de pas de calcul plus long (réduction du temps de calcul) et offre un traitement plus précis de l'advection (Chen et Bates, 1995; Staniforth et Côté, 1991). Dans les prochaines sous-sections, nous décrirons plus en détail le différents aspects qui permettent de procéder au calcul de la dynamique.

3.3.1 Dynamique et cinématique

Dans les lignes qui suivent, nous développerons la théorie qui permet de résoudre numériquement les équation du mouvement d'un traceur en prenant en considération les limites d'utilisation de AODSEM.

Nous considérons que la vitesse de déplacement d'un traceur est dictée par la limite aérodynamique imposée par la force de frottement fluide. De façon générale, la force de frottement fluide exercée sur un traceur est donnée par:

$$F_f = \frac{1}{2} C_D D_{air} (u-v)^2 A_p \quad (3.4)$$

où v = vitesse relative entre le traceur et le fluide, A_p = aire de la section géométrique de la particule, D_{air} = masse volumique du fluide et C_D = *drag coefficient*. Nous considérons un traceur plongé dans l'atmosphère où les vents vertical et horizontaux sont connus.

C_D peut prendre trois formes selon le régime d'écoulement qui peut être discriminé à l'aide du nombre de Reynolds N_R . défini comme suit:

$$N_R = \frac{2(u-v)D_{air}r}{\mu} \quad (3.5)$$

où μ est le coefficient de viscosité du fluide. Ainsi, si

$$\begin{array}{ll}
 N_R < 1 & C_D = \frac{24}{N_R} \quad (\text{écoulement laminaire}) \quad (3.6) \\
 1 < N_R < 1000 & C_D = 18 N_R^{-0.6} \quad (\text{transition}) \\
 1000 < N_R < 2 \times 10^5 & C_D = \text{cte} = 0.44 \quad (\text{écoulement turbulent})
 \end{array}$$

Dans le cas qui nous intéresse et dans le plan horizontal, $(u-v) < 10$ m/s, $r \approx 10^{-7}$ m, $D_{air} \approx 1,3$ kg/m³ et $\mu \approx 2 \times 10^{-5}$ kg m⁻¹ s⁻¹ ce qui donne $N_R < 0,1$. Nous sommes donc dans un cas d'écoulement laminaire, ce qui entraîne que la force de frottement est donnée par:

$$F_{drag} = 6\pi\mu r(u-v) = b(u-v) \quad \text{où} \quad b = 6\pi\mu r. \quad (3.7)$$

Le coefficient b dépend de la taille et de la forme de la particule. Si nous considérons des particules sphériques nous obtenons

$$b = \frac{6\pi r \times 0,01788 \times 10^{-3}}{C_c}, \quad (3.8)$$

où C_c est le facteur de correction de Cunningham pour les petites particules (Draxler et Hess, 1997) et où la viscosité de l'air vaut $0,01789 \times 10^{-3}$ Pa.s. Le facteur de Cunningham est calculé à l'aide de l'équation 3.9.

$$C_c = 1 + \left(\frac{\Lambda}{r}\right) \times \left(1,26 + 0,4 e^{-1,1 \frac{r}{\Lambda}}\right) \quad (3.9)$$

Λ est le libre parcours moyen pour les conditions atmosphériques locales, il est estimé à partir de la valeur $\Lambda_{as} = 6,53 \times 10^{-8}$ m (atmosphère standard au sol) et d'un profil exponentiel des molécules atmosphériques (échelle de hauteur $H_{gaz} = 8$ km, Vermote *et al.*, 1997) en considérant la masse volumique locale de l'air (D_{air}).

$$\Lambda = \Lambda_{as} \left(\frac{D_{as}}{D_{air}}\right) \quad (3.10)$$

avec

$$D_{air} = D_{as} \times e^{\frac{-z}{H_{gaz}}} \quad (3.11)$$

et

$$D_{as} = 1,29 \text{ kg/m}^3 . \quad (3.12)$$

Sur l'axe vertical, la vitesse du vent dépasse rarement 10^{-3} m/s il s'agit donc aussi dans ce cas d'un écoulement laminaire.

Nous tenterons maintenant de vérifier s'il est nécessaire de résoudre les équations du mouvement en considérant le bilan des forces agissant sur un traceur (gravité, poussée d'Archimède, gradient de pression, coriolis, force de frottement). Cette vérification repose sur la détermination du temps de relaxation de la force de frottement fluide, c'est-à-dire le temps nécessaire avant que le traceur atteigne la vitesse aérodynamique limite déterminée par la force de frottement fluide. Dans le plan horizontal la deuxième loi de Newton s'exprime comme suit:

$$m \frac{dv}{dt} = b(u - v) \quad (3.13)$$

où v est la vitesse du traceur et u est la vitesse du vent. u est mesuré selon les directions géographiques soit V pour la composante sud-nord du vent et U pour le vent ouest-est. V est positif dans la direction du sud vers le nord alors que U est positif dans la direction ouest-est.

Si nous posons $\tau = m/b$, une solution est trouvée pour $v = v_0 e^{-\frac{t}{\tau}} + u$. Ce qui indique que m/b représente le temps de relaxation. Pour la gamme de tailles considérée par le modèle, nous obtenons $10^{-21} \text{ kg} < m < 10^{-9} \text{ kg}$ et $b \approx 10^{-12} \text{ kg/s} < b < 10^{-8} \text{ kg/s}$ d'où $10^{-9} \text{ s} < \tau < 0,1 \text{ s}$. Comme le temps de relaxation possible est beaucoup plus petit que le pas de calcul (typiquement 3 heures), nous pouvons prétendre que les traceurs se déplacent à vitesse constante donnée par la limite aérodynamique. La dynamique horizontale est donc résolue par l'application simple de la méthode de Euler.

$$x_{i+1} = u_i t + x_i \quad (3.14)$$

Une équation similaire est obtenue dans la direction verticale en remplaçant la vitesse du vent u_i par la vitesse limite aérodynamique v_{lim} (voir équation 3.15) qui est atteinte en première approximation pour la condition d'équilibre dynamique des forces de gravité, de poussée d'Archimède et du frottement fluide.

$$v_{z \text{ lim}} = \frac{\frac{4}{3} \pi r_{bin}^3 (D_{air} - D_{tp}) g}{b} + W \quad (3.15)$$

D_{tp} = masse volumique de la particule pour l'humidité relative locale,
 D_{air} = masse volumique de l'air,
 r_{bin} = rayon de la particule pour l'humidité relative locale,
 g = accélération gravitationnelle,
 W est la composante verticale du vent du bas vers le haut.

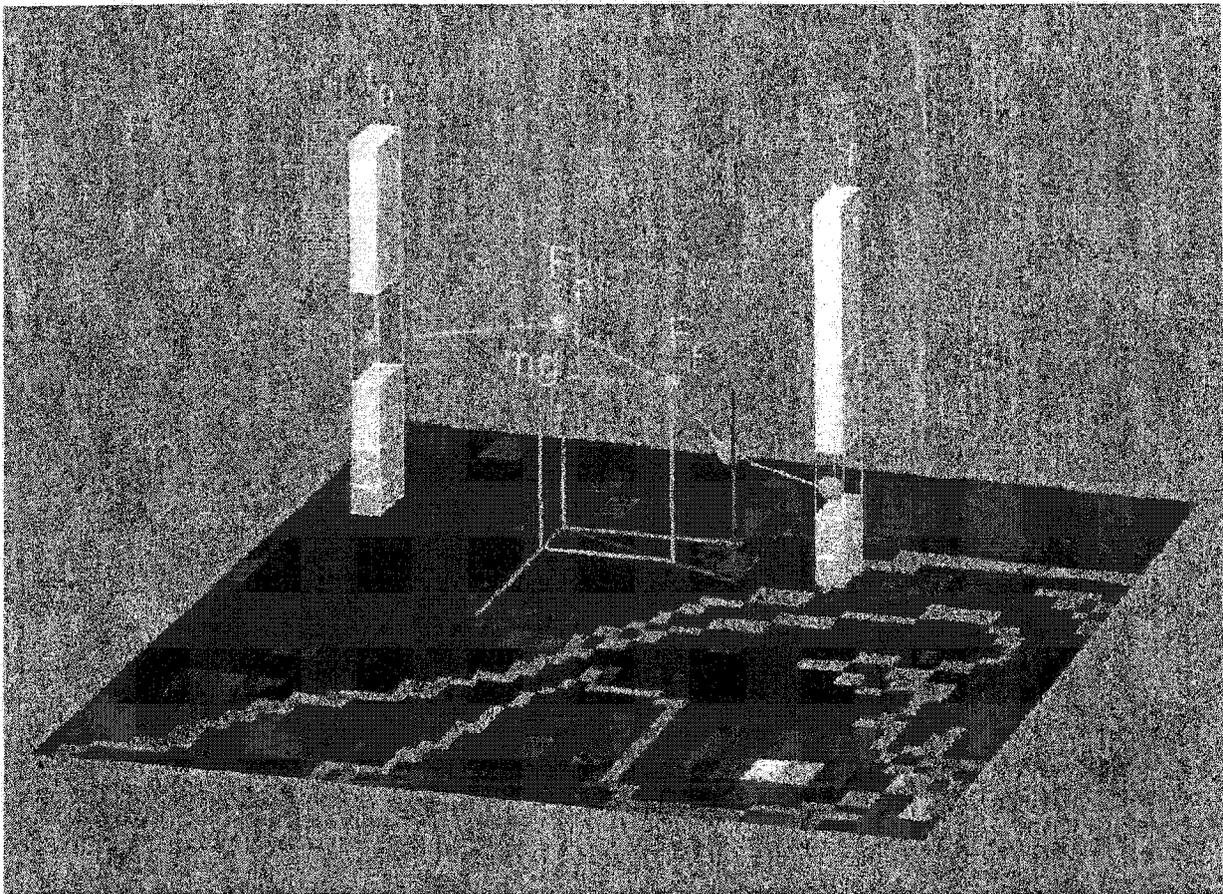


Figure 3.4: Représentation de la dynamique d'un traceur. Dans le cas du diagramme de force illustré, la vitesse de la particule est inférieure à la vitesse du vent, ce qui explique que la force de frottement soit orientée dans le sens du mouvement.

3.3.2 Métrique locale

La matrice de AODSEM étant composée de cellules de taille angulaire horizontale constante (dimension en degrés de latitude et longitude fixe) superposées en plans horizontaux parallèles, nous devons disposer d'un outil permettant de convertir les distances métriques sur le géoïde en distances angulaires (latitudes et longitudes) et inversement. Comme la zone verticale de modélisation (~20 km) est petite par rapport au rayon moyen du géoïde (~6000 km), nous pouvons considérer que, pour une latitude et une longitude quelconque, la taille des cellules ne varie pas en fonction de l'altitude (atmosphère parallèle). Cette approximation introduit une erreur maximale de 0,3% sur l'advection horizontale (à $z=20$ km). Pour la couche limite planétaire, cette même approximation entraîne une erreur 10 fois moindre (0,03%). Soit la section du géoïde illustrée à la figure 3.5, nous pouvons exprimer la métrique locale (c.-à-d. le nombre de mètres par degré de latitude ou de longitude) par

$$ML_{lat} = \frac{dx}{d\vartheta_l} = \frac{R_T}{\cos(\pi - \varepsilon - \vartheta_l)} \times \frac{\pi}{180} \quad (3.16)$$

et

$$ML_{lon} = \frac{dy}{d\vartheta_l} = R_T \cos(\vartheta_l) \times \frac{\pi}{180} \quad (3.17)$$

ϑ_L est la latitude et R_T est le rayon du géoïde donné par

$$R_T = R_p \sqrt{\frac{R_e^2 - R_p^2}{R_e^2 \tan^2 \vartheta_l + R_p^2} + 1} \quad (3.18)$$

R_e est le rayon équatorial (6378 km), R_p est le rayon polaire (6357 km) et

$$\varepsilon = \text{atan} \left(\frac{dx''}{dx'} \right) = \text{atan} \left(\frac{R_p^2}{R_e^2} \times \frac{1}{\tan \vartheta_l} \right) \quad (3.19)$$

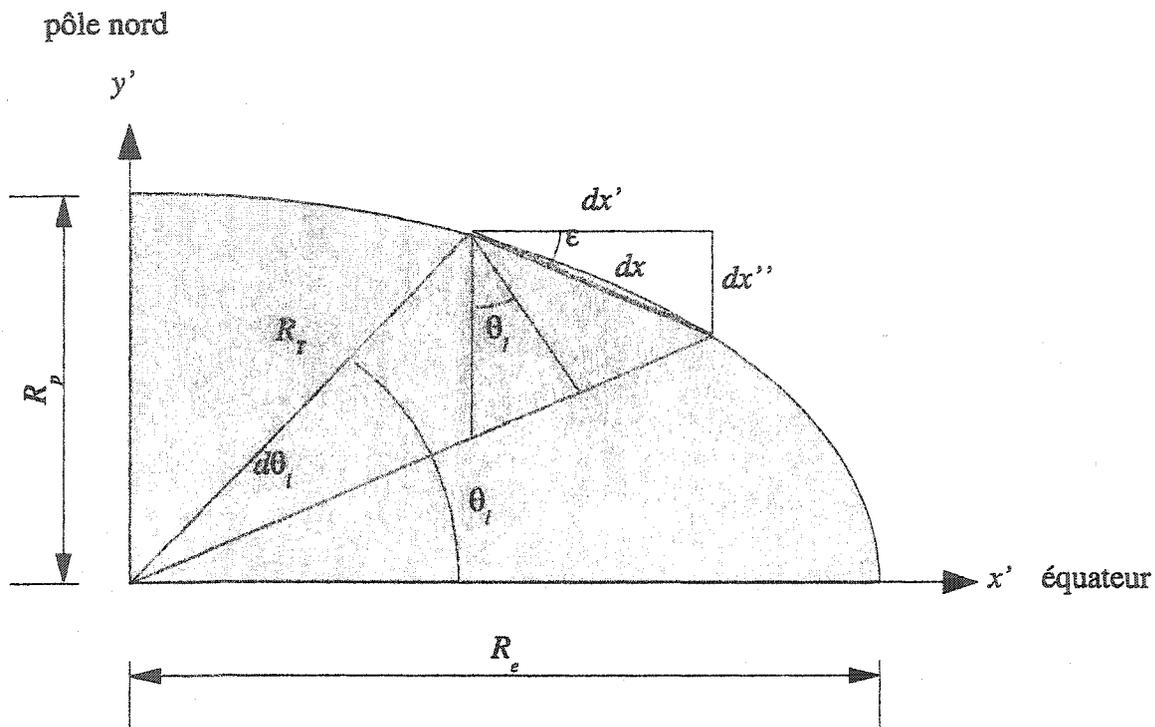


Figure 3.5: Géométrie du géoïde terrestre.

3.3.3 Les variables météorologiques utilisées

Le calcul de la dynamique faisant appel à un certain nombre de variables météorologiques, nous nous attarderons ici à les énumérer.

Les variables météorologiques considérées sont: 1- les vents horizontaux U et V , 2- la hauteur du géopotential, 3- l'écart du point de rosée (*dew point depression*), 4- la température de l'air (T) et 5- la précipitation cumulée (PR). Ces variables météorologiques ont été acquises auprès du groupe de recherche en prévision numérique du centre météorologique canadien (CMC). Elles ont été créées par assimilation des données météorologiques (stations météorologiques, ballons sondes, etc.) à l'aide du modèle météorologique d'analyse et de prévision GEM. Elles proviennent de la base de donnée d'analyses globales archivées aux 6 heures par le CMC à une résolution de 1,5 degrés sur 16 niveaux de pression (10-1000 mbar). La précipitation cumulée PR est archivée à une fréquence de 12 h (0h et 12h TU) et correspond au nombre de mètre d'eau tombé au sol pendant les 12 dernières heures.

3.3.4 Variables dérivées

Le fait que le modèle GEM utilise une grille de pression alors que AODSEM utilise une grille fixe en altitude, nécessite la mise en place d'un algorithme de rééchantillonnage des variables météorologiques. De plus certaines variables météorologiques nécessaires au fonctionnement de AODSEM ne sont pas archivées par le GEM, il est donc nécessaire de décrire les équations nécessaires à l'extraction des ces variables à partir des variables fournies par le GEM.

Le champ de la hauteur du géopotential (GZ) doit d'abord être inversé afin de définir la valeur de la pression atmosphérique sur chaque cellule du modèle AODSEM. Cette inversion repose sur l'utilisation d'un schéma d'interpolation exponentiel de la forme

$$P(z) = P(0) e^{-z/h_0} \quad (3.20)$$

Pour un niveau AODSEM nz de hauteur z_{nz} , nous calculons les constantes $P(0)$ et h_0 à partir de l'ajustement de l'équation 3.20 sur la valeur de pression correspondant au $GZ > z_{nz}$ et de la pression associée à la $GZ < z_{nz}$. Cette inversion permet par la suite de rééchantillonner verticalement l'ensemble des autres variables météorologiques du GEM sur la grille AODSEM. Le rééchantillonnage des autres variables est réalisé par interpolation linéaire des champs GEM pour la valeur de pression du niveau AODSEM nz .

La vitesse de vent vertical peut être déterminée à partir des dérivées temporelle et spatiale du champ de pression et des vitesses de vents horizontaux. Soit P le champ de pression sur la grille AODSEM, nous pouvons calculer sa dérivée par rapport au temps.

$$\frac{dP}{dt} = \frac{\partial P}{\partial x} \frac{dx}{dt} + \frac{\partial P}{\partial y} \frac{dy}{dt} + \frac{\partial P}{\partial z} \frac{dz}{dt} \quad (3.21)$$

Soit $V = \frac{dx}{dt}$, $U = \frac{dy}{dt}$ et $W = \frac{dz}{dt}$,

où V correspond au vent méridional (S–N) et où U correspond au vent zonal (O–E).
Tous deux disponibles à partir des données GEM, nous pouvons aisément isoler W .
La vitesse de vent vertical est donc donnée par

$$W = \frac{-\frac{\partial P}{\partial t} - V \frac{\partial P}{\partial x} - U \frac{\partial P}{\partial y}}{\frac{\partial P}{\partial z}} \quad (3.22).$$

L'humidité relative (RH) est une variable importante qui agit sur les propriétés optiques et dynamiques des aérosols. En effet, l'augmentation de RH a pour effet de faire croître la taille et la masse des aérosols solubles (sulfates et sels marins), ce qui se répercute par un changement de la force de frottement fluide exercée sur la particule en mouvement par rapport à l'air ainsi que par un changement des forces de gravitation et de poussée qui ont pour conséquence de modifier la trajectoire de la particule. Sur le plan optique, le changement d'humidité relative modifie l'indice de réfraction ainsi que la taille de la particule qui se traduit par une augmentation de la section efficace d'atténuation avec l'augmentation de RH . Le champ d'humidité relative est calculé à partir des champs de l'écart du point de rosée (ES) et de la température (T). La tension de vapeur saturante $e(T)$ exprimée en hPa et valide pour la gamme de températures observées en météorologie est donnée par la formule empirique de Alt (1978).

$$e(T) = 6,1070 \left(1 + \sqrt{2} \sin\left(\frac{T}{3}\right) \right)^{8,827} \quad T \text{ est exprimé en } ^\circ\text{C} \quad (3.23).$$

La tension de vapeur au point de rosée $e(T_d)$ où T_d = température du point de rosée est donnée par l'équation 3.23 en remplaçant T par $T_d = T - ES$. Ce qui nous permet de calculer RH .

$$RH = 100 \frac{e(T - ES)}{e(T)} \quad (\text{Guyot, 1997}) \quad (3.24)$$

Lorsque la température atteint T_d ou plus simplement lorsque $ES=0$, l'humidité relative vaut 100%.

3.3.5 Interpolation spatiale et temporelle

Lors de l'exécution de AODSEM, nous devons disposer de champs météorologiques pour chaque pas de calcul sur la grille de modélisation. Comme les analyses GEM sont archivées aux 6 heures et ce, à une résolution spatiale différente de la résolution AODSEM, il est nécessaire dans un premier temps de rééchantillonner les analyses météo sur la grille horizontale AODSEM. Nous avons opté pour un rééchantillonnage horizontal au plus proche voisin afin de limiter le temps de calcul. Sur l'axe temporel, nous utilisons un schéma d'interpolation linéaire à partir des deux champs météorologiques les plus proches. Cette interpolation temporelle permet de réduire les discontinuités dans la dynamique dues à la basse fréquence d'archivage GEM.

3.3.6 Pilotage aux frontières

Au fur et à mesure que les vents entraînent les aérosols, une partie d'entre-eux sortent du domaine de modélisation. Ces aérosols ne sont dès lors plus comptabilisés par AODSEM. Toutefois, à l'extrémité opposée du domaine, nous pouvons nous attendre à ce que les aérosols entrent dans le domaine. Cette entrée d'aérosols neufs est nécessaire sans quoi la concentration sera anormalement faible dans cette partie du domaine (la périphérie d'où vient le vent). Pour éviter ce problème, nous avons imposé un comportement particulier du modèle à l'intérieur d'une zone tampon ou éponge couvrant quelques cellules tout autour du domaine. Dans cette zone, et pour chaque pas de calcul, les concentrations calculées par AODSEM seront remplacées par une concentration déterminée à partir d'une climatologie d'aérosols. Nous utilisons à ce titre la climatologie GADS (Koepke *et al.*, 1997). Le choix de la largeur de l'éponge est laissé à l'utilisateur. Toutefois il est recommandé de fixer une taille telle que, durant un pas de calcul, les aérosols à la frontière du domaine ne puissent pas traverser plus que cette largeur pour des conditions de vents typiques. Pour un vent de référence U_{ref} , une taille du pixel en

mètre (dy) et un pas de calcul en secondes (Δt), la largeur de l'éponge en pixel Δn_e serait donnée par

$$\Delta n_e = \frac{U_{ref} \Delta t}{dy} . \quad (3.25)$$

dy dépend de la latitude et de la résolution spatiale en degrés ($d\varphi_l$, tel que spécifié à la section 3.3.2). Par exemple, si $U_{ref}=7,5$ m/s, $\Delta t=3$ heures (10800 sec), $d\varphi_l=0,25^\circ$ à une latitude de 45° , nous obtenons $dy=27784$ m, ce qui conduit à $\Delta n_e \approx 3$.

3.4 Déposition sèche

À chaque pas de calcul, les aérosols dont l'altitude est inférieure ou égale à 0 sont retirés du bilan des aérosols en circulation. Les aérosols ainsi retirés sont archivés dans un fichier. Nous n'avons pas exploité ces données pour la présente thèse, mais il convient de remarquer qu'elles pourraient être très utiles pour étudier la répartition géographique des retombées au sol associées à un événement de pollution particulier.

3.5 Lessivage

Le lessivage (*scavenging*) survient lorsqu'une particule entre en collision avec une hydrométéore (gouttelettes d'eau ou flocons de neige). La particule a alors une certaine probabilité d'être incorporée dans l'hydrométéore et retirée du bilan d'aérosols en suspension dans l'air. Cette probabilité est fonction de la taille des particules ainsi que de la taille des hydrométéores. Le processus de lessivage peut survenir à l'intérieur d'un nuage ou sous un nuage lors de précipitations. Tout comme pour la déposition sèche, les particules retirées de la circulation par ce processus sont archivées dans un fichier pour usage éventuel.

3.5.1 Lessivage à l'intérieur du nuage

Pour le lessivage à l'intérieur du nuage, nous avons adopté l'approche de Walton *et al.* (1988) qui permet d'exprimer l'évolution temporelle du nombre d'aérosols dans la cellule par

$$N = N_0 \exp(-SP_r \Delta t) , \quad (3.26)$$

avec $S=100 \text{ m}^{-1}$ = taux de lessivage moyen, P_r =taux de précipitation [m/s] = $PR/(12 \text{ h} \cdot 3600 \text{ s})$ et Δt =pas de calcul [s]. Cette approche ne permet pas la prise en compte d'un lessivage différent selon chaque intervalle de taille de particule. Walton *et al.* (1988) utilisaient deux coefficients, l'un pour les grosses particules ($r > 1 \mu\text{m}$) et l'autre pour les petites particules ($r < 1 \mu\text{m}$). Comme les particules supérieures au micron contribuent peu à l'épaisseur optique totale (typiquement <5%, voir Figure 3.1 (b)), nous avons décidé de ne pas considérer la distribution de taille pour le lessivage à l'intérieur du nuage et nous avons adopté une même valeur de S correspondant au cas de particules inférieures au micron que nous avons appliqué à toutes les tailles.

3.5.2 Lessivage sous le nuage

Sous le nuage, les constantes de temps (définies ci-dessous) utilisées dans AODSEM dépendent de l'intervalle de taille et de l'intensité de la précipitation (pluie forte, bruine) tel que suggéré par Garcia Nieto *et al.* (1994). Ces derniers ont montré, que si la distribution de taille des gouttes d'eau demeure constante, le coefficient de lessivage $\Lambda(r_{bin})$ demeure constant, ce qui permet d'exprimer l'évolution temporelle du nombre d'aérosols par cellule à l'aide de l'équation 3.26. Nous déterminons l'intensité de la précipitation à partir de la variable précipitation cumulée sur 12 heures tirée des analyses GEM.

$$N(r_{bin}) = N_0(r_{bin}) e^{-\Lambda(r_{bin})t} \quad (3.26)$$

Nous avons déterminé les valeurs de $\Lambda(r_{bin})$ en numérisant la figure 2 de Garcia Nieto *et al.* (1994) Pour les deux cas suivants (1) pluie forte ($P_r \geq 1,4 \times 10^{-7} \text{ m/s}$) et (2) pluie faible ($P_r < 1,4 \times 10^{-7} \text{ m/s}$). Les valeurs de $\Lambda(r_{bin})$ utilisées sont données et

illustrés sur la figure 3.6.

r_{bin} [μm]	$\Lambda(r_{bin})$ pluie faible [s^{-1}]	$\Lambda(r_{bin})$ pluie forte [s^{-1}]
0,0075	3×10^{-6}	3×10^{-5}
0,015	$1,7 \times 10^{-6}$	$1,7 \times 10^{-5}$
0,03	9×10^{-7}	9×10^{-6}
0,06	4×10^{-7}	4×10^{-6}
0,12	2×10^{-7}	2×10^{-6}
0,24	1×10^{-7}	1×10^{-6}
0,48	8×10^{-8}	8×10^{-7}
0,96	1×10^{-7}	1×10^{-6}
1,92	3×10^{-7}	3×10^{-6}
3,84	9×10^{-5}	1×10^{-3}
7,68	2×10^{-4}	5×10^{-3}
15,36	3×10^{-4}	6×10^{-3}

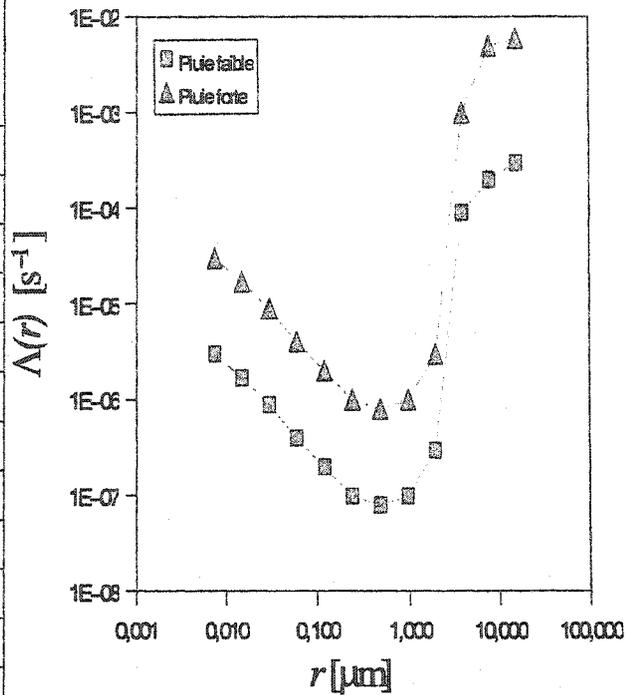


Figure 3.6: Dépendance du coefficient de lessivage sous le nuage en fonction de la taille de la particule.

3.6 Croissance hygrométrique

La taille des aérosols dits solubles est sensible au taux d'humidité de l'air. En fait, plus le taux d'humidité est grand plus la taille des particules sera grande. La taille de la particule a un effet optique (variation de la section efficace d'atténuation) et un effet dynamique (variation du coefficient de frottement fluide). Il est donc important de modéliser la croissance hygrométrique. Nous avons choisi de tabler $r(RH)/r(0)$ ainsi que la masse volumique intrinsèque de la particule (ρ) pour chaque intervalle de taille (1–12), chaque type d'aérosols et chaque humidité relative utilisée par AODSEM (0, 10, 20, 30, 40, 50, 60, 70, 80, 90, 95, 98, 99). Dans AODSEM, seulement les sulfates et les sels marins sont soumis à la croissance hygrométrique. Les valeurs de $r(RH)/r(0)$ et D_p utilisées dans AODSEM ont été produites à l'aide du code *aerprop.f* (Lesins *et al.*, 1998). Ce programme suppose que le mélange eau–aérosol est interne, c'est-à-dire que l'eau et l'aérosol forment un mélange homogène. Le volume

d'eau est obtenu en faisant la différence entre le volume humide et le volume sec en supposant que les particules sont sphériques. La figure 3.7 montre la dépendance de $r(RH)/r(0)$ pour les sels marins et pour les sulfates.

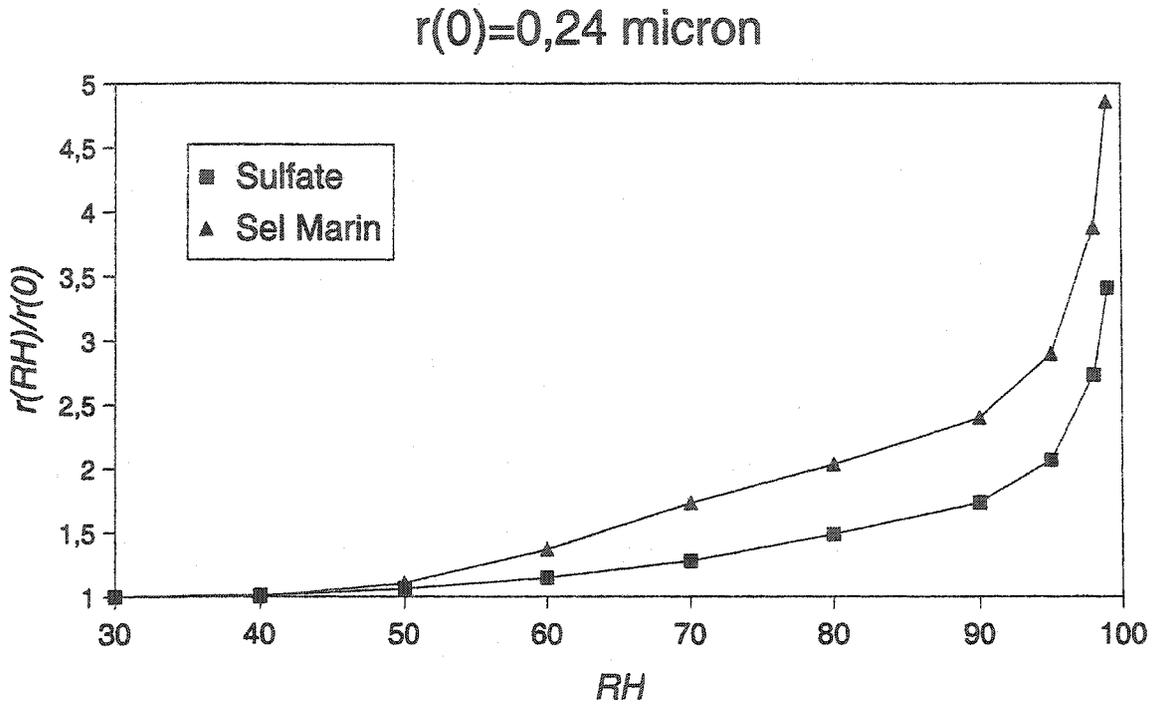


Figure 3.7: Comportement du rapport du rayon humide au rayon sec de la particule en fonction de l'humidité relative pour le sel de mer et pour le sulfate.

CHAPITRE 4

CALCUL ET ASSIMILATION DES ÉPAISSEURS OPTIQUES

Afin de s'assurer que le TM suive une variabilité spatiale et temporelle réaliste et représentative des observations, nous avons mis en place un système d'assimilation de données. L'assimilation de données est une méthode qui permet de produire des analyses à partir d'observations en tirant profit de la connaissance de l'évolution probable de l'état de l'atmosphère qui est donné par la prévision d'un modèle (ici le TM).

Dans ce chapitre, nous définissons les concepts propres au domaine de l'assimilation de données. Le système d'assimilation retenu pour AODSEM constitue une approche simplifiée par rapport aux systèmes actuellement intégrés à la plupart des modèles météorologiques. Il faut toutefois situer ce choix dans le contexte des objectifs visés par cette thèse. Nous cherchons ici à obtenir une évolution spatiale et temporelle fiable de l'épaisseur optique des aérosols. L'épaisseur optique ne permet pas à elle seule de déterminer les concentrations en aérosols de sorte que plusieurs mélanges ou populations d'aérosols peuvent conduire à une même valeur de l'épaisseur optique. Dans ce chapitre, nous décrivons aussi l'opérateur d'observation utilisé dans AODSEM. L'opérateur d'observation est un outil important qui permet le passage de la variable observée (épaisseur optique) à la variable considérée par le modèle de transport (concentration en aérosols).

4.1 Introduction

Un certain nombre de modèles assimilent les mesures de la concentration des aérosols, mais le problème de l'assimilation de l'épaisseur optique des aérosols a peu été traité dans la littérature. À notre connaissance, deux autres groupes ont travaillé sur cette question.

L'un d'eux est le *Climate and Global Dynamic Division--modeling section* associé au *Atmospheric Chemistry Division* du *National Center for Atmospheric Research* (NCAR). Une description de leur modèle et de son application est donnée par Collins *et al.*, 2000. Le modèle du NCAR est composé d'un module de transport chimique (*Model of Atmospheric Transport and Chemistry*, MATCH) et d'un module d'assimilation de l'épaisseur optique des aérosols. La méthode d'assimilation utilisée à NCAR est dérivée d'un filtre de Kalman simplifié (Ménard et Chang, 2000) où la variance d'erreur de prévision est évolutive et prend en considération l'effet de l'analyse sur le champ de variance d'erreur. Cette méthode a d'abord été appliquée à des modèles tridimensionnels de transport de traceurs chimiques (Khattatov *et al.*, 2000), et par la suite à des problèmes de transport de masse totale d'aérosols. Le modèle du NCAR a été développé dans le but de permettre la planification des missions de mesures aéroportées et *in-situ* durant la récente campagne de mesure INDOEX (*INDian Ocean Experiment*).

Ces missions avaient pour objectif de déterminer le forçage radiatif occasionné par les aérosols naturels et anthropiques dans la région de l'Inde et du sud-est asiatique. Sur le plan de la méthodologie générale, AODSEM et le modèle du NCAR sont similaires. Ils diffèrent toutefois largement sur certains points. Par exemple, contrairement à AODSEM, le modèle du NCAR comprend un traitement de la chimie. Par contre, AODSEM prend en considération la distribution de taille des aérosols ce qui est pratiquement absent dans le modèle du NCAR. AODSEM vise le compromis optimal entre la simplicité de la modélisation des processus physiques et chimiques tout en demeurant cohérent avec les erreurs caractéristiques des mesures de l'AOD

alors que l'équipe du NCAR semble se diriger vers une modélisation d'une plus grande complexité plus coûteuse en temps de calcul.

Le second groupe, le *Navy Research Laboratory* (NRL) développe un modèle global multi-composantes avec assimilation des aérosols baptisé NAAPS (*Navy Aerosol Analysis and Prediction System*; wwwb, 2000). NAAPS est dérivé du modèle de transport développé par Christensen (1997). NAAPS a pour but de produire des prévisions sur les aérosols en adaptant les techniques d'assimilation du NWP (*Numerical Weather Prediction* de la Navy) au cas du transport des aérosols. Comme le font AODSEM et MATCH, NAAPS utilise des champs météorologiques provenant d'un modèle météorologique (*Navy Operational Global Atmospheric Prediction System* (NOGAPS; Hogan et Rosmond, 1991). Ces champs météorologiques ont une résolution spatiale de 1°x1° sur 18 niveaux (jusqu'à 100 mb), le tout archivé aux 6 heures.

La méthode d'assimilation employée par NAAPS s'inspire des méthodes d'assimilations météorologiques opérationnelles. Elle consiste en une prévision de courte échéance, généralement de 6 heures, suivie d'une analyse de type variationnelle tridimensionnelle (3D-VAR). Le schéma d'analyse pour le NAAPS est le *NRL Atmospheric Variational Data Assimilation System* (NAVDAS) (Daley et Barker, 2001). L'originalité du NAAPS réside dans le fait que, contrairement à AODSEM, il vise d'abord à produire des prévisions plutôt que des analyses. NAAPS a été conçu pour utiliser simultanément les données provenant de plusieurs capteurs satellitaires. Une analyse comparative des trois modèles est présentée dans le tableau 4.1 mais la faible documentation trouvée concernant NAAPS ne permet pas de compléter l'ensemble des informations du tableau.

Tableau 4.1: Analyse comparative des modèles d'assimilation de l'AOD

<i>Caractéristique</i>	<i>AODSEM</i>	<i>NCAR</i>	<i>NAAPS</i>
Résolution horizontale	0,5 degré ou moins	~1 degré	1 degré

Caractéristique	AODSEM	NCAR	NAAPS
Résolution verticale	10 niveaux de 0–30km dont 8 niveaux dans la CPL (Couche Planétaire Limite)	28 niveaux de pression	18 niveaux de pression
Types d'aérosols	Sels marins, sulfates, carbonés, poussières	Sels marins, sulfates, carbonés, poussières	sulfates, poussières, fumées
Profil vertical	Généré par la dynamique ou adapté du SRA, McClatchey <i>et al.</i> , 1982 pour tous les types d'aérosols	Profil empirique dépendant du vent horizontal à h=10m pour les sels marins Profil généré par la dynamique pour les autres types d'aérosols	
Modèle d'aérosol	Combinaison linéaire de 3 modèles standards (maritime, continental, urbain) en 13 classes appliquées seulement à l'incrément d'analyse	Déterminé par les sources	Déterminé par les sources
Distribution de taille	12 intervalles de taille (0,005–20,48 μm)	Non résolue pour les sulfates, sels marins et aérosols carbonés 4 intervalles de taille pour les poussières (0,1–50 μm)	Monodispersée: fumée: r=0,01 μm poussières: r=1 μm
Optique des aérosols	Calculée selon le mélange d'aérosols produit par la dynamique Prise en compte de la croissance hygrométrique	Prescrite pour chaque type selon des distributions de taille fixes Prise en compte de la croissance hygrométrique	Calculée pour chaque type selon une taille et un indice de réfraction prescrit Prise en compte de la croissance hygrométrique

<i>Caractéristique</i>	<i>AODSEM</i>	<i>NCAR</i>	<i>NAAPS</i>
Variables météorologiques	GEM 3D: U, V, géopotential, T, écart du point de rosée, précipitation cumulée (6h) NARCM 3D: U, V, géopotential, Humidité relative, taux de précipitation	NCEP 3D: U, V, humidité spécifique NCEP Surface: P, géopotential, T, Stress de surface, flux de chaleur latente, flux de vapeur d'eau, éclaircissement solaire, couvert de neige, contenu en eau du sol	NWP
Schéma d'interpolation des variables météorologiques	Temporel: plus proche voisin Horizontal: plus proche voisin Vertical: exponentiel	Temporel: linéaire Horizontal et vertical: aucun	
Assimilation	Cressman et Incremental Analysys Update	Filtre de Kalman simplifié	3D-VAR

Caractéristique	AODSEM	NCAR	NAAPS
Processus dynamiques considérés	Mouvement horizontal et vertical déterminé par la résolution des équations du mouvement des traceurs soumis aux forces de frottement fluide, gravité et poussée d'Archimède Lessivage humide dans et sous les nuages Croissance hygrométrique Source de sulfates sur deux niveaux (GEIA) Source d'aérosols carbonés (feux de biomasse, combustion de carburants fossiles, GEIA) Sources de sels marins selon l'intensité des vents de surface	Transport convectif et turbulent sous-maille Vitesses de déposition sèche prescrites Lessivage humide dans et sous les nuages Croissance hygrométrique Réaction en phase aqueuse affectant les sulfates Oxydation du SO ₂ et du DMS Source de SO ₂ , SO ₄ ²⁻ , DMS Sources d'aérosols carbonés (feux de biomasse, combustion de carburants fossiles, émission de terpène)	
Variables assimilées	AOD par inversion satellitaires (POLDER et AVHRR) AOD mesurée par le réseau de photomètres solaires AERONET	AOD par inversion satellitaires (AVHRR) AOD AERONET et sondages LIDAR (à venir).	AOD par inversion satellitaires AVHRR, TOMS, GOES, SAGE, MODIS, etc.

4.2 L'analyse objective et l'interpolation optimale

L'analyse objective se résume à produire un champ (généralement 3D) d'une ou de plusieurs variables atmosphériques à un temps donné à partir d'un jeu d'observations et d'un champ de *background* (ou *first guess*). Le *background*, qui représente un estimé a priori de l'état du système, peut provenir d'une climatologie ou d'un modèle de prévision atmosphérique. L'usage d'une climatologie est valide dans l'hypothèse

d'une faible variabilité de l'état atmosphérique et d'une reproductibilité de l'état atmosphérique d'une année à l'autre, ce qui est sans doute assez loin de la réalité. C'est pourquoi l'usage d'un modèle de prévision est généralement préféré. L'« assimilation » est définie comme la succession répétée de l'analyse objective et des prévisions d'un modèle atmosphérique ayant comme condition initiale, ou terme de forçage, le champ résultant de l'analyse objective précédente. Le champ produit par l'analyse objective est quant à lui appelé « analyse » plutôt que prévision car elle est pondérée par les observations disponibles.

Plusieurs méthodes d'analyse objective ont été développées (Kilcoyne, 1997; Daley, 1991). Parmi les plus simples, figurent le schéma de Cressman, qui sera utilisé dans cette thèse, et les schémas dits « d'interpolation optimale » ou « 3D-VAR ». Les schémas 3D-VAR sont construits en minimisant la variance d'erreur d'analyse. L'interpolation optimale ou 3D-VAR a, tout comme le schéma de Cressman, des propriétés de lissage, mais requiers aussi la connaissance des statistiques d'erreurs associées aux prévisions et aux observations. Ces statistiques d'erreurs sont toutefois difficiles à obtenir. Dans le cadre de cette thèse, nous avons choisi de nous en tenir aux propriétés de lissage de l'analyse objective étant donné que les statistiques d'erreur de prévision et d'observations sont encore mal connues. Nous décrivons néanmoins, dans cette section, la méthode d'interpolation optimale. Celle-ci permet de mettre en relief les approximations qui sont utilisées ici et elle permet également de saisir toute la complexité du problème de l'assimilation de l'épaisseur optique des aérosols.

Nous devons d'abord définir un vecteur d'analyse x_a capable de représenter adéquatement l'état du système (p. ex.. la répartition des aérosols dans l'atmosphère). x représente ici une variable appartenant à l'espace modèle. Le vecteur x_a est caractérisé par son nombre de dimensions (c.-à-d. le nombre de variables physiques indépendantes à considérer) et par la résolution accordée à la discrétisation de ces variables. Comme la résolution est forcément limitée, ce vecteur ne peut jamais représenter exactement la réalité, qui est beaucoup plus complexe. x_a est donc la meilleure représentation discrète possible de la réalité pour la

résolution choisie. Comme nous en avons déjà discuté, le modèle de prévision utilisé a pour but de produire le *background* x_b , qui consiste en un premier essai de détermination de x_a . Le problème de l'analyse objective se résume à trouver l'incrément d'analyse Δx qui permet de corriger l'état du modèle pour se rapprocher le mieux possible de la vérité en utilisant les observations et aussi généralement en minimisant la variance d'erreur d'analyse. Ainsi, nous pouvons exprimer le problème de l'analyse objective comme suit

$$x_a = x_b + \Delta x \quad (4.1)$$

Pour produire l'analyse, il faut donc posséder un estimé de Δx et ce dernier est obtenu à partir d'un jeu de mesures ou d'observations y_o . Il faut donc être capable de comparer le *background* et les observations, ce qui n'est pas nécessairement aisé compte tenu qu'il y a généralement beaucoup moins d'observations que de points de grille du modèle et que l'observation est souvent reliée aux variables du modèle de façon indirecte (c.-à-d. l'espace du modèle peut différer de l'espace des observations).

L'outil qui permet de calculer l'équivalent dans l'espace du modèle des variables de l'espace des observations se nomme l'opérateur d'observation (H). Si le modèle prévoit les mêmes variables que les variables observées (c.-à-d. espace du modèle = espace des observations), alors l'opérateur d'observation se résume à un opérateur d'interpolation (H_I) de la maille du modèle aux points d'observations. Si la variable observée n'est pas une variable prévue par le modèle (par exemple la variable observée peut être l'épaisseur optique et la variable prédictive peut être la concentration), il est alors nécessaire d'ajouter une transformation de la variable prédictive à la variable observée, soit l'opérateur physique (H_P). L'opérateur d'observation devient alors la composition de ces deux opérateurs, soit $H = H_I H_P$. Généralement, l'analyse est obtenue par une équation de la forme

$$x_a = x_b + K(y_o - H[x_b]) \quad (4.2)$$

où $H[x_b]$ signifie l'opérateur H appliqué à x_b et non une multiplication, nous

réserverons d'ailleurs ce type de crochet à cette notation symbolique dans l'ensemble de cette thèse. K est une matrice de gain. K peut être définie en fonction de différents critères. Par exemple, K peut être définie comme une fonction de lissage et est alors une fonction décroissante de la distance. C'est notamment ce critère qui sera utilisé dans cette thèse. K peut aussi être définie à partir d'un critère d'optimisation, tel que la minimisation de la variance d'erreur de l'analyse. On parle alors d'interpolation optimale (3D-VAR) ou une variante de celle-ci car, historiquement, l'interpolation optimale s'entache d'une procédure où les observations au-delà d'un certain rayon ne sont plus considérées (Daley, 1991). Lorsque K est obtenue par minimisation de la variance d'erreur d'analyse, elle prend alors la forme

$$K = BH^T (HBH^T + R)^{-1} , \quad (4.3)$$

où R est la matrice de covariance d'erreur d'observation ($y_o - H[x,]$). L'erreur d'observation est constituée d'une erreur d'instrumentation et d'une erreur de représentativité. L'erreur de représentativité est la différence qui existe entre la valeur de la variable en un point donné et sa représentation dans la grille du modèle. La variabilité sous maille de la variable observée, qui n'est pas résolue par le modèle, mais qui peut être mesurée par l'instrument est à l'origine de l'erreur de représentativité. La statistique de l'erreur de représentativité est encore mal connue. Elle n'est toutefois importante que lorsque les observations sont séparées par des distances comparables ou inférieures à la résolution spatiale du modèle, ce qui n'est pas le cas des photomètres solaires dont les distances moyennes dépassent largement la taille d'un élément de grille. Elle pourrait par contre être plus importante pour les observations satellitaires. Nous considérons qu'il est raisonnable de supposer que la matrice R est diagonale, c'est-à-dire que l'erreur d'instrumentation et l'erreur de représentativité ne sont pas corrélées d'une observation à l'autre.

La matrice B est une matrice de covariance d'erreur définie dans l'espace du modèle (concentrations). Puisque l'espace du modèle est de dimension cinq (x, y, z, r, tp), où r =taille de la particule et tp =type de particule, la matrice B doit donc

être de dimension $((n_x.n_y.n_z.n_b.n_{tp}) \times (n_x.n_y.n_z.n_b.n_{tp}))$. Or, il n'est pas possible de manipuler de telles matrices avec les ordinateurs actuels, même les plus puissants. De plus, il n'est pas possible, avec l'état actuel de nos connaissances, de dériver l'information nécessaire pour construire la matrice B à partir des observations. Notons toutefois que $H_p B H_p^T$ est une covariance d'erreur des épaisseurs optiques modélisées. Puisque le champ des épaisseurs optiques est défini dans un domaine bi-dimensionnel, la matrice de covariance est donc de dimension $((n_x.n_y) \times (n_x.n_y))$. Les éléments de cette matrice peuvent être plus facilement prescrits d'autant plus que nous disposons d'observations pour ce champ. En multipliant l'équation d'analyse (4.2) par H_p , nous obtenons

$$H_p x_a = H_p x_b + \bar{B} H_I^T (H_I \bar{B} H_I^T + R)^{-1} (y_o - H[x_b]) , \quad (4.4)$$

où
$$\bar{B} = H_p B H_p^T . \quad (4.5)$$

\bar{B} est la matrice de covariance d'erreur prévue dans l'espace des épaisseurs optiques. Dans cette thèse, nous proposons de modéliser la matrice de gain dans l'espace des épaisseurs optiques par une fonction de poids reposant sur la distance.

$$W = \bar{B} H_I^T (H_I \bar{B} H_I^T + R)^{-1} \quad (4.6)$$

En faisant des hypothèses supplémentaires, nous allons voir qu'il est possible de définir un opérateur inverse de H_p . En appliquant l'inverse de H_p à l'équation 4.4, nous obtenons

$$x_a(i) = x_b(i) + H_p^{-1} W_{i,k} (y_o(k) - H[x_b(j)]_k) \quad (4.7)$$

où i représente un point de grille quelconque. Cette équation correspond au schéma de Cressman. Ici $H[x_b(j)]_k$ est la valeur de l'épaisseur optique modélisée à proximité du point d'observation k . Dans AODSEM, nous avons choisi d'utiliser le plus proche voisin au lieu d'une interpolation qui est fonction de la distance dans le calcul de $H[x_b(j)]_k$, si bien que, $H[x_b(j)]_k = H_p H_I[x_b(j)]_k \approx H_p[x_b(j)]$, où j est le point de grille voisin de l'observation k .

Dans cette section, nous avons exposé les éléments de théorie nécessaire à la compréhension des principales équations utilisées en assimilation de données et en

particulier celles qui conduisent à la définition du système d'assimilation incorporé à AODSEM. Les sections qui suivent permettront de définir plus finement ce système particulier.

4.3 Le système d'assimilation de AODSEM

Nous avons choisi d'implémenter un système d'assimilation qui offre l'avantage d'être simple à concevoir et peu coûteux en temps de calcul. La méthode d'assimilation employée est composée des éléments suivants:

- 1) Une version simplifiée de l'analyse objective basée sur le schéma de Cressman (1959), qui produit des incréments d'analyses typiquement une fois par 24h, selon la fréquence d'acquisition des images satellitaires utilisées.
- 2) L'*incremental analysis update* (IAU) qui permet de répartir les incréments d'analyses entre les analyses produites aux 24h.

4.3.1 L'analyse objective basée sur le schéma de Cressman

Le schéma de Cressman (1959) repose sur l'idée de modifier l'état du modèle de façon à ce qu'il se compare à la mesure à proximité des observations en appliquant un opérateur $W_{i,k}$ reposant sur une fonction de poids $w(\vec{r}_k - \vec{r}_i)$ dépendante de la distance entre un point de la grille et les observations. Cette fonction de poids peut être définie à l'intérieur d'un rayon d'influence fixé arbitrairement ou en utilisant une fonction décroissante avec la distance. Lorsque la variable observée appartient au même espace que l'espace du modèle, le schéma de Cressman est donné par

$$x_a(i) = x_b(i) + W_{i,k} [x_o(k) - x_b(k)] \quad . \quad (4.8)$$

L'opérateur $W_{i,k}$ est défini comme

$$W_{i,k} = \frac{\sum_{k=1}^n w(i,k) (x_o(k) - x_b(k))}{\sum_{k=1}^n w(i,k) + \frac{E_o^2}{E_b^2}}, \quad (4.9)$$

où k représente le numéro de l'observation et i l'élément de grille du modèle. E_o^2 est la variance de l'erreur d'observation alors que E_b^2 est la variance de l'erreur du modèle. $x_a(i) - x_b(i)$ est défini comme l'incrément d'analyse alors que $x_o(k) - x_b(k)$ est l'incrément d'observation que l'on appelle aussi innovation.

Comme dans cette thèse, l'espace du modèle diffère de l'espace d'observation, nous utiliserons plutôt la formulation du schéma de Cressman donnée par l'équation 4.7. L'équation 4.10 ci-dessous est obtenue en substituant $W_{i,k}$ (équation 4.9) dans l'équation 4.7.

$$x_a(i) = x_b(i) + H_P^{-1} \left[\frac{\sum_{j=1}^n w(i,j) (y_o(j) - H_P[x_b(j)])}{\sum_{j=1}^n w(i,j) + \frac{E_o^2}{E_b^2}} \right] \quad (4.10)$$

i et j sont définis sur la grille du modèle mais i représente un élément de la grille d'analyse alors que j représente l'élément le plus proche du point d'observation. Si nous faisons l'approximation $E_b^2 \gg E_o^2$ (c.-à-d. l'erreur du modèle est beaucoup plus grande que l'erreur des observations; $E_o^2/E_b^2 \approx 0$), la méthode d'assimilation devient

$$x_a(i) = x_b(i) + H_P^{-1} \left[\frac{\sum_{j=1}^n w(i,j) (y_o(j) - H_P[x_b(j)])}{\sum_{j=1}^n w(i,j)} \right]. \quad (4.11)$$

Dans le cas qui nous intéresse, la variable modèle x est la concentration en aérosols (ρ) alors que la variable observée y est l'AOD. ρ est une variable à 5 dimensions (x, y, z, r, tp). L'équation 4.11 peut donc être adaptée à notre contexte par

l'équation 4.12.

$$\rho_a(i) = \rho_b(i) + H_p^{-1} \left[\frac{\sum_{j=1}^n w(i,j) (AOD_o(j) - H_p[\rho_b(j)])}{\sum_{j=1}^n w(i,j)} \right] \quad (4.12)$$

$H_p[\rho_b(j)]$ correspond à la valeur d'épaisseur optique intégrée verticalement à partir de la concentration de *background*, en d'autres termes $AOD_b(j)$.

$$\rho_a(i) = \rho_b(i) + H_p^{-1} \left[\frac{\sum_{j=1}^n w(i,j) (AOD_o(j) - AOD_b(j))}{\sum_{j=1}^n w(i,j)} \right] \quad (4.13)$$

Pour alléger l'écriture définissons

$$\Delta AOD = AOD_o - AOD_b ,$$

$$\Delta AOD_R(i) = \frac{\sum_{j=1}^n w(i,j) (\Delta AOD(j))}{\sum_{j=1}^n w(i,j)} \quad \text{et} \quad (4.14)$$

$$\Delta \rho(i) = H_p^{-1} [\Delta AOD_R(i)] .$$

L'indice « *R* » indique que la variable est rééchantillonnée avec l'opérateur $W_{i,k}$.

$\Delta \rho(i)$ est l'incrément d'analyse au point de grille i . Rappelons que l'opérateur physique inverse H_p^{-1} permet de passer d'une valeur d'épaisseur optique à une concentration en aérosols. Notre schéma d'interpolation optimale devient donc

$$\rho_a(i) = \rho_b(i) + \Delta \rho(i) , \quad (4.15)$$

et enfin, $AOD_a(i) = H_p[\rho_a(i)] . \quad (4.16)$

Les opérateurs H_p et H_p^{-1} qui sont utilisés dans AODSEM seront décrits ultérieurement. Attardons nous maintenant à définir la fonction de poids $w(\vec{r}_i - \vec{r}_j)$ utilisée dans AODSEM. Comme nous l'avons mentionné plus haut, nous devons

disposer d'un schéma de rééchantillonnage spatial pour passer de l'incrément d'observation à l'incrément d'analyse de l'AOD (ΔAOD_R).

Le but de ce schéma consiste à produire une valeur de ΔAOD_R pour chaque élément horizontal du domaine spatial de modélisation à partir des données éparées ΔAOD . Pour atteindre ce but, nous avons opté pour une fonction de poids qui décroît avec l'augmentation de la distance entre l'observation et l'élément de la grille du modèle ($\vec{r}_i - \vec{r}_j$), mais qui possède aussi la propriété de réduire le biais occasionné par des mesures corrélées (via un facteur C_{xy}). Cette fonction est appliquée à l'intérieur d'une fenêtre glissante dont la dimension est ajustée de sorte que pour l'ensemble du domaine de modélisation, il y ait toujours au minimum trois observations dans la fenêtre glissante. La fonction de poids utilisée dans AODSEM est donnée par

$$w(\vec{r}_i - \vec{r}_j) = \frac{1}{C_{xy} \|\vec{r}_i - \vec{r}_j\|^2} \quad (4.17)$$

Le facteur C_{xy} est inversement proportionnel au nombre de mesures situées dans les cellules immédiatement voisines à la $j^{\text{ème}}$ mesure (y compris la $j^{\text{ème}}$ mesure elle-même). n est le nombre de données contenues à l'intérieur de la fenêtre glissante centrée sur le point de grille i .

Nous pouvons facilement montrer que dans un schéma d'interpolation qui dépend uniquement de la distance, un poids démesuré sera accordé à des observations voisines. Ce phénomène est illustré à la figure 4.1 qui permet de comparer la valeur donnée par un schéma d'interpolation simple en $1/\|\vec{r}_i - \vec{r}_j\|^2$ avec la valeur obtenue avec $w(\vec{r}_i - \vec{r}_j)$.

La figure 4.1 (a) illustre le cas où les observations sont uniformément réparties alors que 4.1 (b) illustre le cas où deux des observations sont très rapprochées. Dans le premier cas, les résultats des deux schémas sont identiques, mais pour le second,

les différences sont importantes. Pour l'interpolation simple, la proximité des observations A et B sur la figure 4.1 (b) a pour effet de tirer indûment la valeur interpolée vers la valeur moyenne de ces dernières (ici 0,5). Comme dans ce cas, les données A et B sont corrélées, et que chacune d'elles possède un voisin, elles auront toutes deux un facteur $C_{xy}=2$ alors que pour la figure de gauche, la valeur de C_{xy} pour les données A et B est égale à 1 car elles n'ont pas de voisins immédiats.

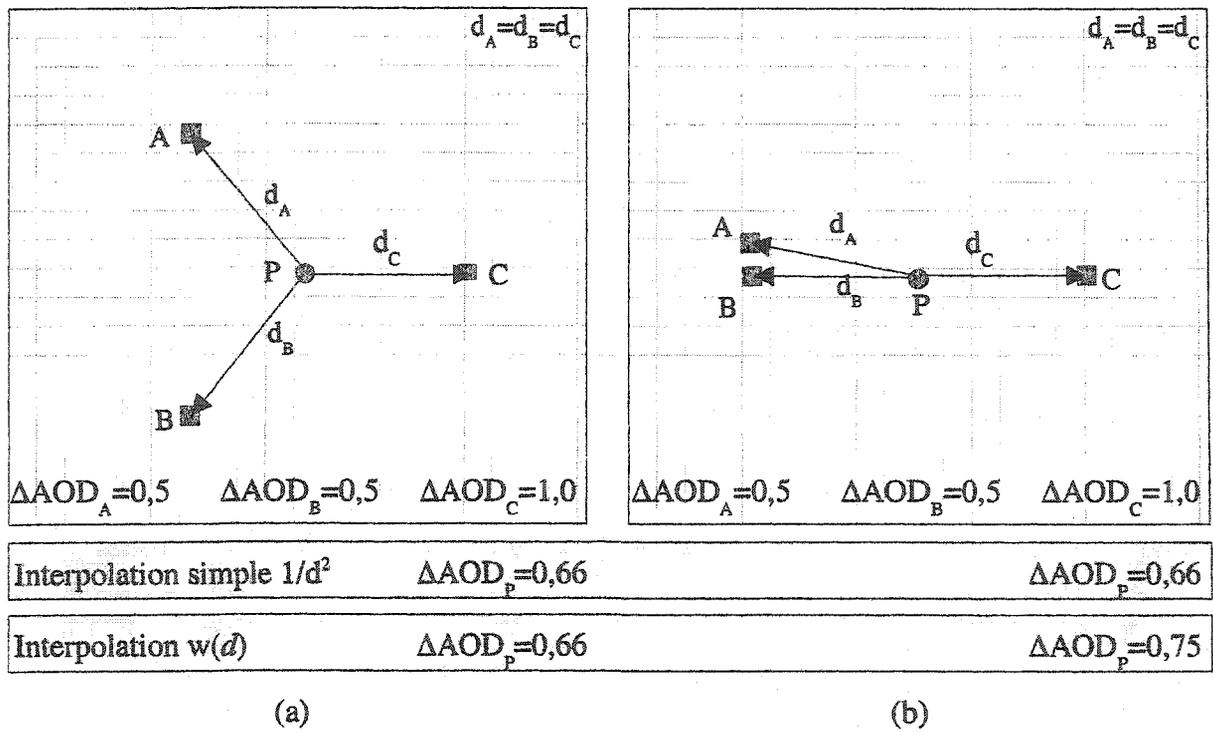


Figure 4.1: Comparaison d'un schéma d'interpolation simple avec le schéma d'interpolation $w(\vec{r}_i - \vec{r}_j)$ pour deux cas de figure: (a) répartition uniforme des observations et (b) deux observations corrélées. Par définition $d = \|\vec{r}_i - \vec{r}_j\|$. Dans cette figure, ΔAOD_P représente la valeur de ΔAOD_R (voir équation 4.14) au point de grille $i=P$. Les indices A,B,C correspondent aux valeurs de j pour chaque observation.

La méthode de Cressman que nous utilisons offre l'avantage d'être simple, mais son plus sérieux désavantage est de permettre qu'un estimé de *background* de bonne qualité soit remplacé par une observation de piètre qualité puisqu'on néglige les erreurs d'observations par rapport aux erreurs du modèle. De plus il n'est pas évident

de justifier le choix de la fonction de poids $w(\vec{r}_i - \vec{r}_j)$. En dépit de ces limites, nous avons opté pour cette approche, mais il faudra garder à l'esprit que la méthode retenue n'est plus justifiée si nous faisons usage de mesures moins précises que le modèle.

4.3.2 L'*Incremental analysis update*

Le système procède à l'assimilation des données de façon intermittente de sorte que les analyses peuvent être produites moins fréquemment que le pas de calcul du modèle. Typiquement pour les images satellitaires nous disposons de données une fois par 24h (lors du passage du satellite) alors que le pas de calcul est généralement de l'ordre de 3h. Les analyses peuvent être plus fréquentes lorsque nous utilisons les mesures de photométrie solaire car la fréquence temporelle de ces mesures est beaucoup plus élevée (sauf durant les périodes nuageuses).

Pour pouvoir distribuer les incréments d'analyses sur chaque pas de calcul intermédiaire, nous utilisons la technique de l'*incremental analysis update* (IAU). Cette technique a été appliquée au *Goddard Earth Observing System (GEOS) Data Assimilation System* (Schubert *et al.*, 1993). Bloom *et al.* (1995) ont montré qu'un avantage important de l'IAU face à d'autres techniques comme le *dynamic relaxation* (ou *nudging*) (Daley, 1991) tient du fait que le filtrage accompagnant l'IAU n'affecte que l'incrément d'analyse $\Delta\rho(i)$ et que par conséquent la prévision du modèle $\rho_b(i)$ est peu altérée dans les zones sans mesure à assimiler.

Contrairement au IAU, la technique du *dynamic relaxation* affecte aussi la prévision du modèle (*background*), et ce, préférentiellement aux hautes fréquences spatiales comme celles générées par la physique du modèle (Bloom *et al.*, 1995). En d'autres termes, le forçage exercé par le *dynamic relaxation* s'applique à tous les points de la grille du modèle alors que pour le IAU le forçage est surtout important autour des points de mesures utilisés pour l'assimilation (Bloom *et al.*, 1995).

L'analyse de la distribution 3D pour chaque pas de calcul $\rho_a(t_{obs0} + n_i \Delta t)$ est obtenue en appliquant une fraction de l'incrément d'analyse $\Delta \rho(t_{obs1})$ sur les distributions de fond intermédiaires $\rho_b(t_{obs0} + n_i \Delta t)$. La fraction de l'incrément d'analyse pour le pas de calcul n_i est donnée par le rapport du temps écoulé depuis la dernière observation sur le temps total entre les deux observations.

$$\rho_a(t_{obs0} + n_i \Delta t) = \rho_b(t_{obs0} + n_i \Delta t) + \Delta \rho(t_{obs1}) \frac{n_i \Delta t}{(t_{obs1} - t_{obs0})} \quad (4.18)$$

Le processus d'assimilation de données est repris encore et encore en utilisant l'analyse en cours $\rho_a(t_{obs1})$ comme nouvelle distribution de départ.

La figure 4.2 donne une représentation schématique du processus d'assimilation exploité par AODSEM. L'analyse $AOD_a(t_{obs0} + n_i \Delta t)$ pour chaque pas de calcul est simplement obtenue en appliquant H_p aux analyses $\rho_a(t_{obs0} + n_i \Delta t)$. La figure 4.2 illustre l'évolution temporelle de l'AOD analysée en comparaison à l'AOD de *background* (avant assimilation). À la date de chaque observation nous pouvons noter une discontinuité entre la prédiction du modèle de transport et la réalité donnée par l'observation, cette différence est comblée par l'incrément d'analyse.

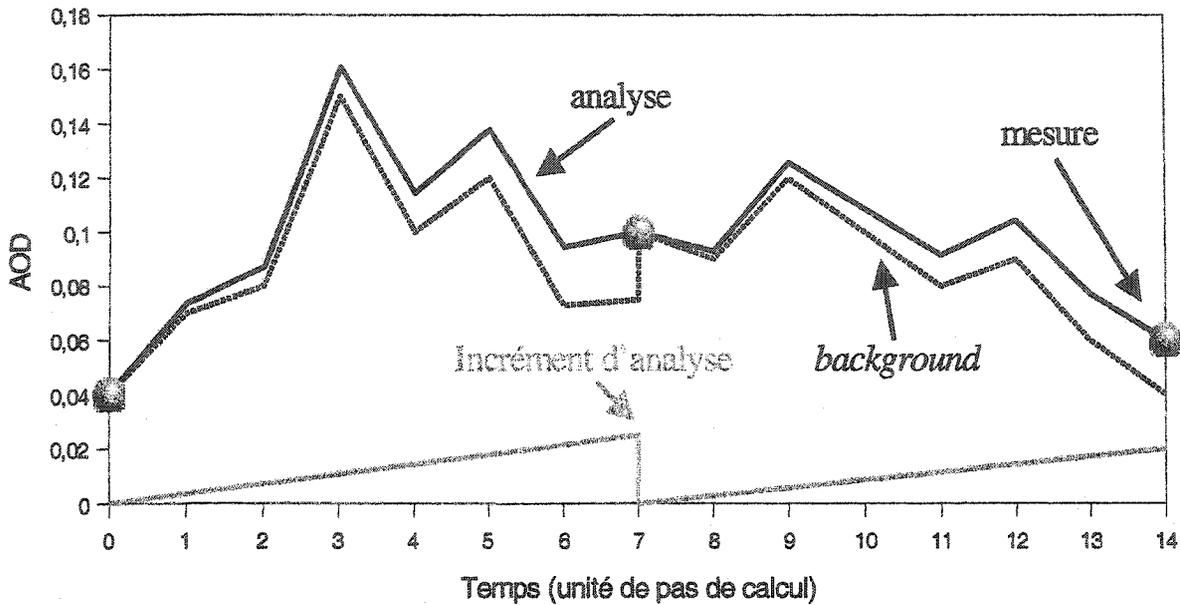


Figure 4.2: Évolution temporelle de l'AOD dans le système d'assimilation de AODSEM

4.3.3 Résumé des étapes de l'assimilation

Les figures 4.2 et 4.3 illustrent la technique d'assimilation utilisée, nous allons ici tenter de résumer les étapes algorithmiques conduisant à la première analyse.

À $t=0$, deux options s'offrent au modèle:

1. Le modèle peut rééchantillonner un jeu d'AOD mesurées ($AOD_o(x_{obs0}, y_{obs0}, t_{obs0})$) qui seront converties en concentrations $\rho(x, y, z, r, tp, t_{obs0})$ à l'aide des opérateurs $H_P^{-1} W_{i,k}$.
2. Débuter avec un domaine vide en prévoyant un cycle d'initialisation un peu plus long car nous devons attendre qu'un état d'équilibre entre les sources et les puits soit atteint (typiquement ~ 10 jours).

Le TM propage ensuite $\rho(t_{obs0})$ dans le temps ce qui produit autant de distributions de *background* qu'il y a de pas de calcul jusqu'à la date de l'observation suivante t_{obs1} (c.-à-d. $\rho_b(t_{obs0} + n\Delta t)$, où n varie de $n=1$ à $n=(t_{obs1} - t_{obs0})/\Delta t$ avec t_{obs1} = date de la première analyse). Typiquement, Δt est le l'ordre de 3h à 6h alors que

$t_{obs1} - t_{obs0}$ est de l'ordre de 24h, ce qui signifie qu'il y a de 4 à 8 *background* entre chaque analyse. Nous appliquons l'opérateur physique à $\rho_b(t_{obs1})$ ce qui donne la carte d'AOD $AOD_b(t_{obs1})$. Cette carte agit comme un premier essai de détermination de l'AOD à cette date. Elle est soustraite de l'AOD observée $AOD_o(t_{obs1})$ et rééchantillonnée sur la grille du modèle à l'aide de l'opérateur W pour donner l'incrément d'observation $\Delta AOD_R(t_{obs1})$. ΔAOD_R est ensuite transformé en distribution 3D à l'aide de l'opérateur H_P^{-1} pour donner l'incrément d'analyse $\Delta\rho(t_{obs1})$. L'incrément d'analyse est enfin ajouté à $\rho_b(t_{obs1})$ pour donner l'analyse $\rho_a(t_{obs1})$. Nous utilisons enfin l'équation 4.16 pour convertir $\rho_a(t_{obs1})$ en épaisseur optique $AOD_a(t_{obs1})$.

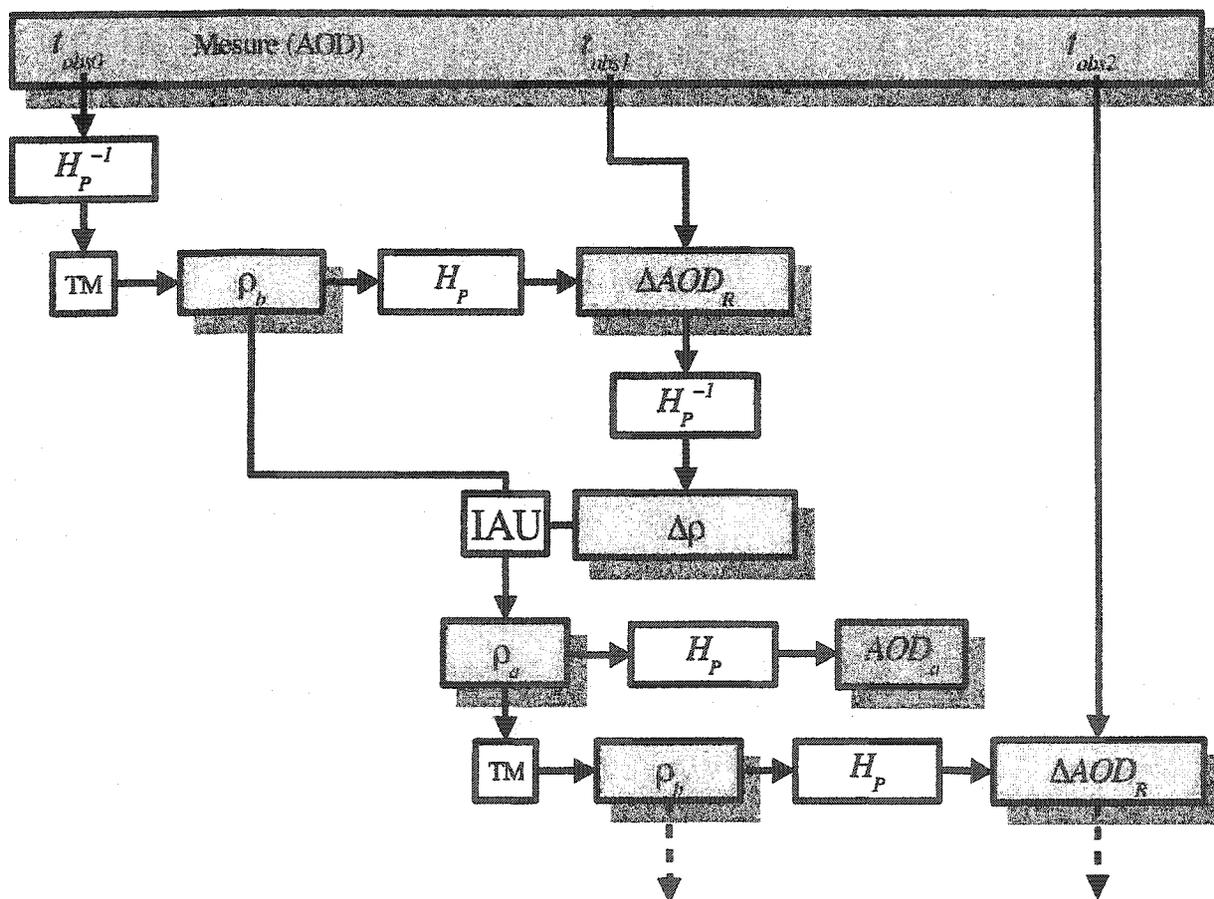


Figure 4.3: Représentation conceptuelle du processus d'assimilation de l'épaisseur optique des aérosols utilisé par AODSEM.

4.4 Passage de la distribution 3D à l'épaisseur optique: l'opérateur H_p

L'atténuation d'un faisceau lumineux est occasionnée par deux phénomènes; la diffusion et l'absorption. L'atténuation due à diffusion origine d'un changement de direction du rayonnement incident. Dans le traitement que nous faisons de la diffusion, nous supposons que les fréquences de la radiation diffusée et incidente sont identiques. Tous les effets faisant intervenir des transitions quantiques par les diffuseurs ne seront pas considérés. Nous faisons aussi l'hypothèse que les particules sont indépendantes. Cette hypothèse signifie que les éléments diffuseurs ne sont pas positionnés selon une structure ou un ordre précis ce qui évite les déphasages systématiques qui donnent lieu au phénomène d'interférence. Enfin, nous faisons l'hypothèse que la diffusion occasionnée par N particules est simplement N fois plus importante que la diffusion par une seule particule.

L'interaction de la radiation électromagnétique avec une sphère absorbante dont la taille est plus grande ou égale à la longueur d'onde est bien décrite par la théorie de Mie (Mie, 1908). La théorie de Mie fut particulièrement bien présentée par Van de Hulst (1957). La résolution des équations de Maxwell et l'application du principe de conservation de l'énergie permettent de déterminer les sections efficaces de diffusion σ_s , d'absorption σ_a et d'atténuation σ_e , l'efficacité de diffusion Q_s , d'absorption Q_a et d'atténuation Q_e en fonction de la longueur d'onde de la radiation, de la taille de la particule et de son indice de réfraction complexe. Pour plus de détails sur la méthode de résolution des équations de Maxwell le lecteur est invité à se référer à l'annexe C du présent document.

Pour une population de particules, la section efficace totale σ_e , σ_s , ou σ_a , est donnée par la somme des sections efficaces individuelles. Les coefficients d'atténuation k_e , de diffusion k_s et d'absorption k_a sont définis comme étant les sections efficaces résultantes par unité de volume.

$$k_{e,s,a}(\lambda, m) = \int_{r_{\min}}^{r_{\max}} Q_{e,s,a}(\lambda, r, m) \pi r^2 \left(\frac{d\rho(r)}{dr} \right) dr \quad (4.19)$$

avec $\frac{d\rho(r)}{dr}$, la distribution de taille.

Au sein de AODSEM, la caractérisation de la taille des particules se fait en scindant le domaine des tailles à modéliser en 12 intervalles (voir section 4.6.1). Chaque intervalle est caractérisé par son rayon moyen r_{bin} (au centre de l'intervalle) et par sa largeur Δr_{bin} , le *bin* est référencé par un entier variant de 1 à 12. Si la concentration ρ_{bin} de particules à l'intérieur de l'intervalle de taille est connue, nous pouvons calculer approximativement les coefficients $k_{e,s,a}$ en faisant la somme des sections efficaces de chaque intervalle de taille en considérant que toutes les particules de cet intervalle possèdent une même taille r_{bin} . Nous faisons donc l'approximation

$$\int_{r_{bin} - \frac{\Delta r_{bin}}{2}}^{r_{bin} + \frac{\Delta r_{bin}}{2}} \frac{d\rho(r, tp)}{dr} dr \approx \frac{d\rho(r_{bin}, tp)}{dr} \times \Delta r_{bin} \equiv \rho_{bin, tp} \quad (4.20)$$

ce qui permet de reformuler l'équation 4.19 pour une distribution de taille sectionnée

$$k_{e,s,a}(\lambda, m_{tp}) = \sum_{bin=1}^{12} Q_{e,s,a}(\lambda, r_{bin}, m_{tp}) \pi r_{bin}^2 \rho_{bin, tp} \quad (4.21)$$

où m_{tp} = indice de réfraction complexe de l'aérosol de type *tp*.

Une seconde somme doit être faite pour prendre en considération l'effet de chaque type d'aérosol *tp* contenu dans la cellule.

$$k_{e,s,a}(\lambda) = \sum_{tp} \sum_{bin=1}^{12} Q_{e,s,a}(\lambda, r_{bin}, m_{tp}) \pi r_{bin}^2 \rho_{bin, tp} \quad (4.22)$$

$$k_{e,s,a}(\lambda) = \sum_{tp} \sum_{bin=1}^{12} \sigma_{e,s,a}(\lambda, r_{bin}, m_{tp}) \rho_{bin, tp} \quad (4.23)$$

L'épaisseur optique τ_a à une longueur d'onde donnée est définie comme

$$\tau_a = \int_{z_{bas}}^{z_{haut}} k_e(z) dz \quad (4.24)$$

avec z_{bas} = l'altitude de départ et z_{haut} l'altitude de la fin de la zone d'intérêt. Pour une cellule, $(z_{haut} - z_{bas}) = \Delta z_{nz}$ où Δz_{nz} est l'épaisseur de la cellule exprimée en mètres. L'épaisseur optique d'une cellule peut être calculée approximativement à l'aide de l'équation 4.25.

$$\tau_a \approx k_e(z_{nz}) \Delta z_{nz} \quad (4.25)$$

La version 1.0 de AODSEM permet la détermination de l'épaisseur optique en fonction d'une ligne de visée quelconque en tenant compte de la variation de la masse d'air,

$$\tau_a = \sum k_e M_{air} \Delta z_{nz} \quad (4.26)$$

où $M_{air} = 1.0 / [\cos(\vartheta_z) + 0.50572 * (96.07995 - \vartheta_z) - 1.6364]$ et ϑ_z est l'angle zénithal (Kasten and Young, 1989). Cette option, conçue pour simuler la mesure de τ_a par un héliophotomètre, n'a pas été exploitée pour la présente recherche. Quoiqu'il en soit, l'épaisseur optique ainsi calculée représente la somme des épaisseurs optiques de l'ensemble des cellules rencontrées le long de la ligne de visée du photomètre. Et dans le cas d'une visée verticale, nous pouvons écrire

$$\tau_a = \sum_{nz} k_e \Delta z_{nz} \quad (4.27)$$

L'intégration verticale de l'épaisseur optique à partir d'une distribution 3D des aérosols est calculée à l'aide des équations 4.23 et 4.26 ce qui permet de définir l'opérateur physique.

L'application de l'opérateur H_P est définie par l'expression

$$H_P[\rho] = \tau_a = \sum_{nz} \sum_{tp} \sum_{bin=1}^{12} \sigma_e(\lambda, r_{bin}, m_{tp}) \rho_{bin, tp}(nz) \Delta z_{nz} \quad (4.28)$$

Les valeurs de $\sigma_e(\lambda, r_{bin}, m_{sp})$ en fonction de l'humidité relative ambiante sont pré-calculées à l'aide du code de Mie intégré à AODSEM (voir annexe C).

4.4.1 Effet de l'humidité relative sur le propriétés optiques

Comme nous en avons déjà discuté brièvement, l'augmentation de *RH* a pour effet de faire croître la taille et fait diminuer l'indice de réfraction des particules solubles. Cette croissance peut être vue comme l'inclusion d'eau à l'intérieur de la particule et, de ce fait, nous pouvons calculer l'indice de réfraction effectif de la particule humide en pondérant l'indice de réfraction sec et l'indice de réfraction de l'eau en proportion de leur volume respectif (voir Shettle et Fenn, 1979; Hess *et al.*, 1998).

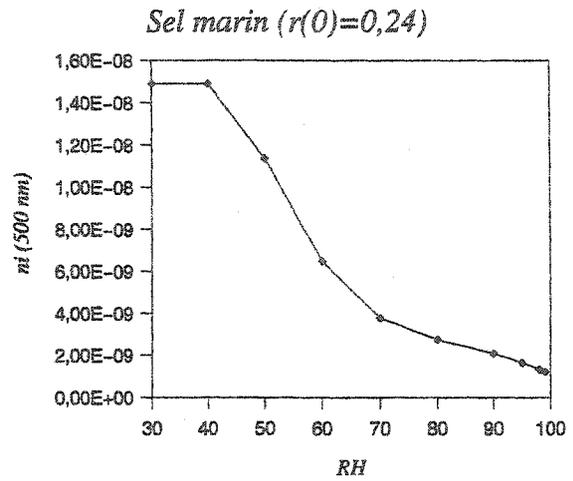
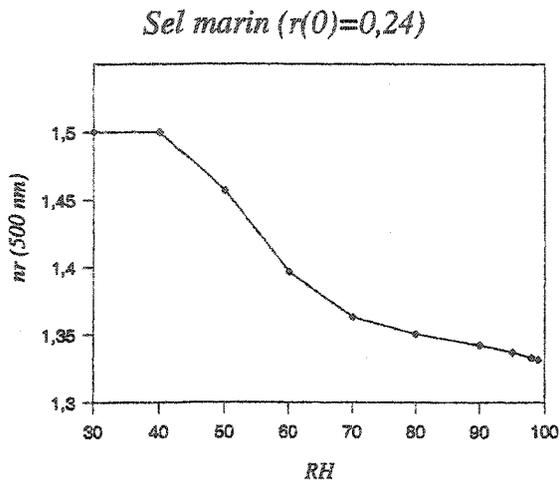
Le résultat de cette pondération est présenté sur la figure 4.4 pour l'intervalle de taille *bin=6* ($r_{bin}=0,24 \mu\text{m}$). Cette définition de l'indice de réfraction complexe *m* en fonction de *RH* combinée à la dépendance $r_{bin}(RH)$ permet de procéder au calcul de Mie pour chacun des cas possibles de *RH* et r_{bin} et pour chaque type (*tp*) d'aérosols solubles. Nous pouvons ainsi connaître la section efficace d'atténuation pour chaque cas.

La figure 4.5 permet de constater l'impact de l'humidité relative sur la valeur de σ_e (et par conséquent sur le calcul de l'AOD) pour le cas particulier du sulfate et pour les 3 intervalles de taille qui contribuent le plus à l'épaisseur optique (*bin=5,6,7*). La section efficace à *RH=30%* est prise comme référence car, à cette humidité relative, les effets de la croissance hygrométrique ne sont pas encore significatifs. Il est intéressant de noter que, pour une humidité relative forte (99%), la section efficace d'atténuation est plus grande d'un ordre de grandeur par rapport à sa valeur à sec. En fait, si nous pondérons les valeurs de $\sigma_e(99\%)/\sigma_e(30\%)$ pour les intervalles de taille 5, 6 et 7 en proportion de leur contribution respective à l'épaisseur optique (taille 5=34%, taille 6=47%, taille 7=9%), en supposant un modèle d'aérosol continental (rural), (figure 3.1) nous obtenons un facteur de croissance $\sigma_e(99\%)/\sigma_e(30\%) \approx 15$.

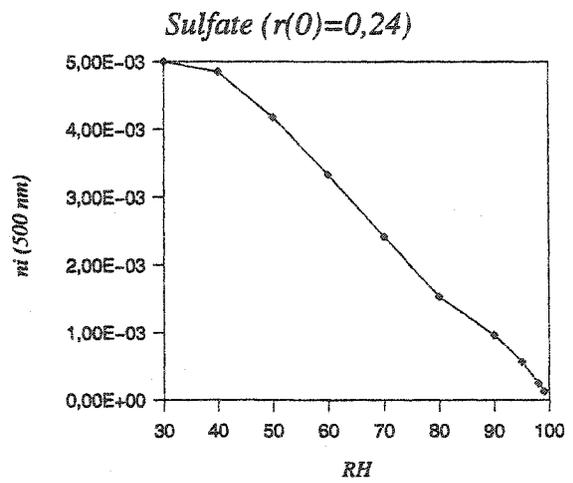
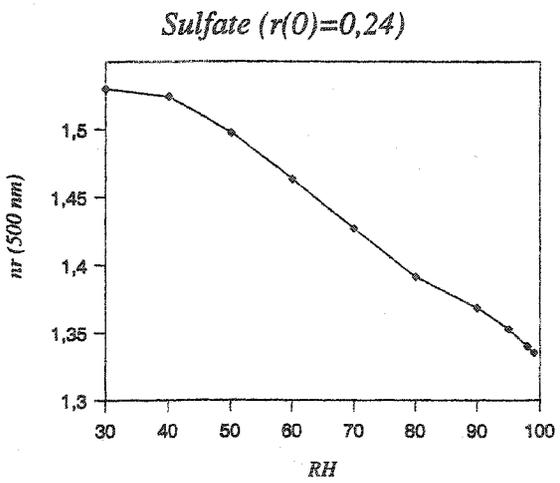
Nous nous attendons donc à retrouver de fortes épaisseurs optiques modélisées dans les zones de fortes valeurs d'humidité relative.

De plus, comme la pente de la figure 4.5 augmente avec les fortes valeurs de RH , nous pouvons en déduire que l'erreur sur le calcul de l'épaisseur optique croît avec l'augmentation de RH dans le contexte où une incertitude est associée à la détermination de RH . En fait, pour $RH=99\%$, une incertitude de $\Delta RH=1\%$ sur la valeur de RH conduit à une erreur de l'ordre de 10% sur le calcul de σ_e pour le modèle rural tel que défini par Shettle et Fenn, 1979. Comme l'AOD est proportionnelle à σ_e , il en résulte une erreur de l'ordre de 10% sur l'AOD pour une incertitude de 1% sur RH . À titre indicatif, une incertitude de 1% sur RH lorsque $RH=70\%$ (proche de la valeur moyenne typique de RH) entraîne une variation de σ_e de l'ordre de 1% soit un ordre de grandeur plus petit qu'à $RH=99\%$.

L'impact de l'humidité relative sur la section efficace décroît rapidement avec la diminution de RH de sorte que pour le modèle rural, $\sigma_e(90\%)/\sigma_e(30\%) \approx 4$ et $\sigma_e(80\%)/\sigma_e(30\%) \approx 2$. Le cas de $RH=80\%$ est particulièrement intéressant car cette humidité correspond approximativement à la valeur critique observable et ceci implique que l'humidité relative ne peut influencer les épaisseurs optiques mesurées que par un facteur 2 au maximum. Ce résultat explique probablement le peu d'évidences expérimentales d'une relation entre l'AOD et RH .



(a)



(b)

Figure 4.4: Comportement de la partie réelle et imaginaire de l'indice de réfraction de la particule (500 nm) pour l'intervalle de taille numéro 6 (0,24 μm) en fonction de l'humidité relative pour (a) le sel de mer et pour (b) le sulfate.

Sulfate 500 nm

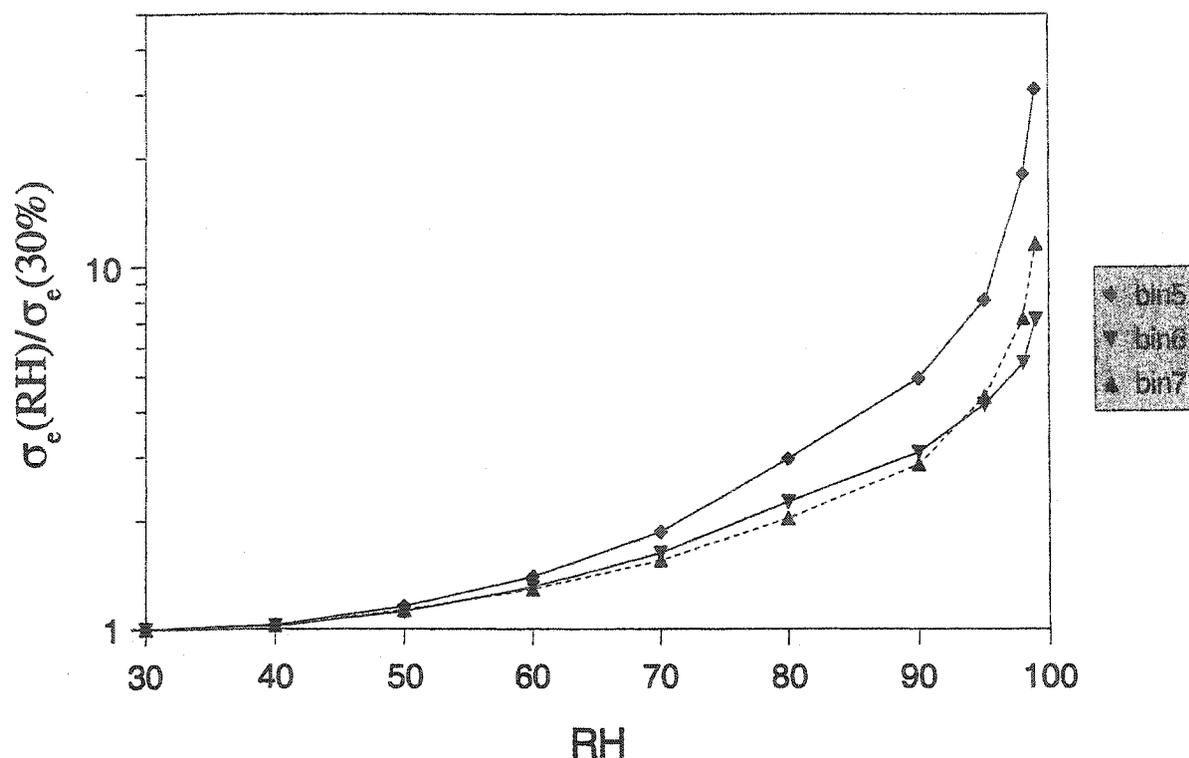


Figure 4.5: Influence de l'humidité relative (RH) sur la section efficace d'atténuation pour les intervalles de taille qui contribuent le plus à l'AOD.

4.4.2 Longueurs d'ondes considérées

Sept longueurs d'ondes sont considérées par AODSEM 1.0 soient: 440 nm, 500 nm, 550 nm, 670 nm, 860 nm, 940 nm et 1020 nm. Elles correspondent aux longueurs d'ondes communes à un grand nombre de capteurs satellitaires ainsi qu'aux photomètres CIMEL utilisés dans les réseaux AERONET/AEROCAN (O'Neill, 1998). Dans le cas où les mesures d'AOD utilisées ne correspondent pas à l'une de ces longueurs d'ondes, la conversion peut être entreprise par extrapolation spectrale à l'aide d'un coefficient d'Ångström de 1,3 ou, ce qui est nettement préférable, en interpolant à partir de la valeur du coefficient d'Ångström déterminé avec les valeurs d'AOD à deux longueurs d'ondes différentes (voir équation 2.4).

4.5 Passage de l'épaisseur optique à la distribution 3D: l'opérateur H_p^{-1}

La conversion de l'épaisseur optique à la concentration en aérosols est faite sur la base de modèles volontairement simplifiés afin de demeurer cohérent avec les limites imposées par le peu d'informations délivrées par les observations. L'AOD est un paramètre atmosphérique intégré verticalement et il ne permet pas de caractériser à lui seul la composition et la distribution de taille des aérosols surtout si nous connaissons sa valeur à une seule longueur d'onde. Ces modèles simplifiés font appel à une caractérisation typique de la distribution de taille des aérosols et de leur composition chimique qui dépend de la position géographique (atmosphère standard). L'amplitude intégrée du profil vertical de ρ dépend, quant à lui, de la valeur de l'épaisseur optique comme nous le verrons plus loin à la section 4.5.4.

Mis à part la conversion qui peut être faite lors de l'initialisation du modèle, l'opérateur H_p^{-1} est généralement utilisé pour convertir l'incrément ΔAOD_R (différence entre les mesures et la prévision du modèle) en incrément d'analyse 3D $\Delta \rho$. L'opération de conversion de ΔAOD_R à $\Delta \rho$ ne prend pas en considération la dynamique des particules, mais l'impact relatif effectif de cette approximation sur ρ_a est dix fois plus faible que l'erreur relative propre à H_p^{-1} . En effet, en étudiant les résultats de l'exécution de AODSEM nous avons constaté que, pour des analyses effectuées à chaque 24h, la valeur moyenne du rapport de l'incrément d'analyse $\Delta \rho$ sur l'analyse ρ_a dépasse rarement 10% ($\Delta \rho / \rho_a \approx 0,1$).

4.5.1 La distribution de taille

Deux approches ont été explorées dans la littérature afin de modéliser la distribution de taille des aérosols: (1) la distribution modale et (2) la distribution sectionnée. La première consiste à considérer la distribution de taille des aérosols comme la combinaison d'un certain nombre de distributions analytiques (modes). La

distribution modale log-normale est la distribution analytique la plus couramment utilisée en raison de sa simplicité mathématique et pour sa représentation raisonnablement bonne des distributions mesurées (Whitby et McMurry, 1997). Une distribution log-normale est uniquement définie par 3 paramètres (rayon géométrique moyen r_i , écart type géométrique σ_i , et la concentration totale ρ_{tot}). L'étude de la dynamique dans un tel cas se résume au suivi de trois paramètres pour chaque mode considéré. Par exemple, le modèle CMAQ (voir tableau 2.2) utilise trois modes (fin, accumulation et grossier), ce qui nécessite le suivi de neuf paramètres.

La seconde approche consiste à considérer la distribution de taille comme une distribution sectionnée en un certain nombre d'intervalles de taille. La plupart des modèles d'aérosol utilisent ce type de représentation de la distribution de taille (Moran *et al.*, 1998; Jacobson, 1997; Meng *et al.*, 1998; Wexler *et al.*, 1994). Cette approche a notamment été utilisée dans NARCM.

L'approche modale offre l'intérêt de pouvoir représenter relativement bien l'atmosphère avec un nombre limité de paramètres. Toutefois, pour de longues modélisations, les modes finissent par se chevaucher, ce qui vient en contradiction avec l'hypothèse initiale selon laquelle les modes sont indépendants (Binkowski, 1999). Le chevauchement des modes peut entraîner des problèmes difficiles à solutionner. Par exemple, dans le modèle CMAQ, seul le mode grossier est soumis à la déposition gravitationnelle alors que seul le mode accumulation est activé dans les nuages. Si les deux modes se chevauchent, cela implique que des particules de même taille se retrouvent dans deux modes différents et qu'elles seront soumises à des traitements différents.

La distribution sectionnée offre une plus grande flexibilité du traitement (Moran *et al.*, 1998) bien qu'elle soit plus coûteuse en temps de calcul (Whitby et McMurry, 1997). Par exemple avec une approche modale à trois modes nous devons faire le suivi de 9 paramètres alors que pour une distribution sectionnée en 12 intervalles nous devons suivre 12 concentrations ce qui représente 25% de plus de calcul. Comme le développement de AODSEM s'inscrit dans la campagne de validation du modèle

NARCM, nous avons opté pour la distribution sectionnée et nous avons choisi la même définition d'intervalles de taille que celle adoptée dans NARCM. Cette distribution est composée par 12 intervalles entre $r=0,005$ et $20,48 \mu m$ (tableau 4.2).

Tableau 4.2: Définition des intervalles de taille sectionnée dans AODSEM

	Intervalle de taille (bin)											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Rayon inférieur [μm]	0,005	0,01	0,02	0,04	0,08	0,16	0,32	0,64	1,28	2,56	5,12	10,24
Rayon supérieur [μm]	0,01	0,02	0,04	0,08	0,16	0,32	0,64	1,28	2,56	5,12	10,24	20,48
Rayon moyen r_{bin} [μm]	0,0075	0,015	0,03	0,06	0,12	0,24	0,48	0,96	1,92	3,84	7,68	15,36

Lors de l'application de H_p^{-1} , nous utilisons la distribution log-normale bi-modale proposée par Shettle et Fenn (1979) (équation 4.29) pour répartir les aérosols en fonction de leur taille.

$$\frac{d\rho(r)}{dr} = \rho_{tot} \sum_{i=1}^2 \frac{\eta_i}{\ln(10) r \log_{10}(\sigma_i) \sqrt{2\pi}} \times \exp\left(-\frac{(\log_{10} r - \log_{10} r_i)^2}{2(\log_{10} \sigma_i)^2}\right) \quad (4.29)$$

r = rayon géométrique

r_i = rayon géométrique moyen de la distribution

σ_i = écart type géométrique

ρ_{tot} = concentration totale en particules

η_i = fraction de la concentration du mode i à la concentration totale

Nous devons toutefois convertir cette distribution continue en distribution sectionnée. Nous verrons à la section 4.5.2 (équation 4.31) comment s'opère cette conversion. Nous y verrons aussi comment déterminer les valeurs de η_i , r_i , et σ_i , par l'introduction du modèle local des aérosols. La figure 4.6 illustre la distribution bimodale de Shettle et Fenn (1979) (modèle rural) qui a été sectionnée en 12 intervalles de taille.

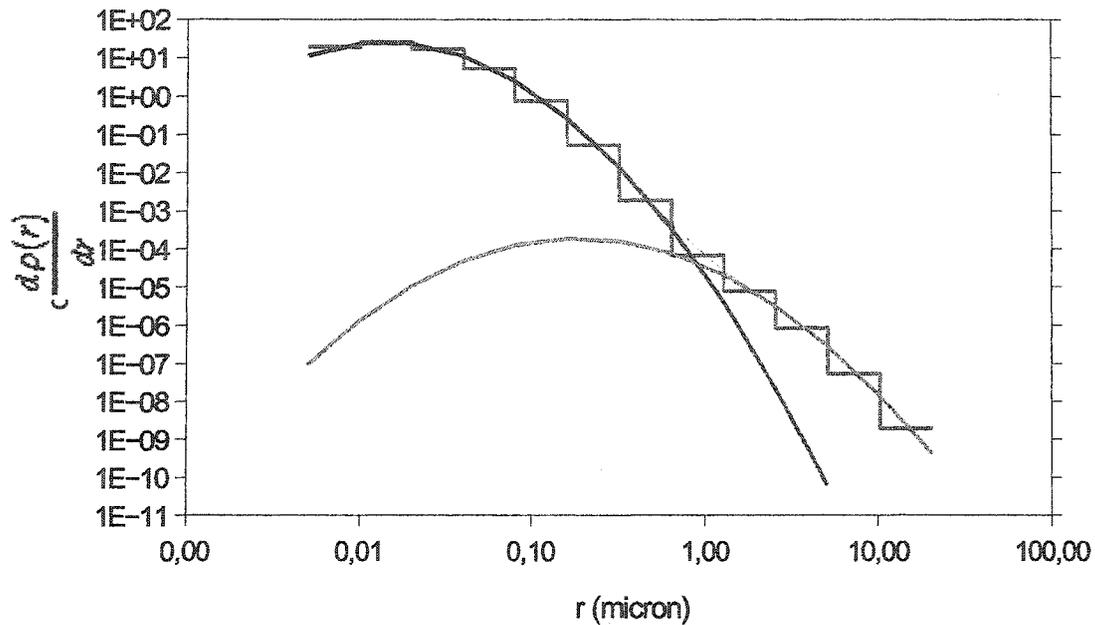


Figure 4.6: Distribution de taille bi-modale pour le modèle rural de Shettle et Fenn (1979) et approximation par une distribution de taille sectionnée (courbe rouge). Les courbes vertes et noire correspond aux deux mode proposés par Shettle (η_i , r_i , et σ_i).

4.5.2 Le modèle local des aérosols

Nous ne disposons pas de suffisamment d'information sur les propriétés microphysiques des aérosols (type et taille) pour convertir de manière non équivoque l'incrément d'analyse de épaisseur optique ΔAOD_R vers l'incrément d'analyse des concentrations $\Delta \rho_a$. Compte tenu de ce manque d'information, nous avons fait appel à une méthode très approximative pour procéder à la conversion. Les deux méthodes que nous avons envisagé à cette fin reposent soit sur une climatologie des aérosols ou sur un inventaire des émissions.

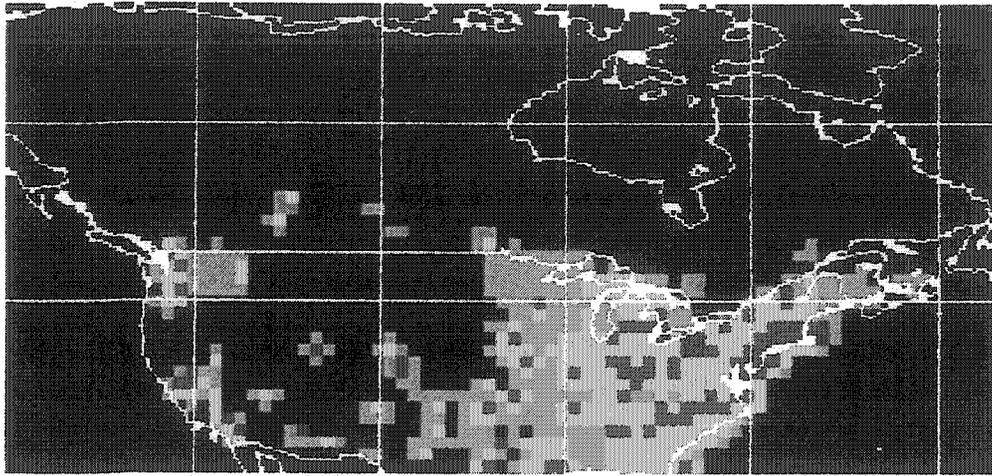
La première approche qui a été proposée par d'Almeida *et al.* (1991) consiste à rassembler un grand nombre de mesures concernant les aérosols pour produire une climatologie des aérosols qui permet d'associer un modèle d'aérosol avec un lieu

géographique en fonction de la saison (hiver, été). Plus récemment, Koepke *et al.* (1997) ont produit le GADS qui consiste en une mise à jour de la climatologie de d'Almeida *et al.* (1991) avec les nouvelles observations disponibles. Les aérosols y sont modélisés par 10 composantes qui sont caractérisées par leur distribution de taille et leur indice de réfraction. La résolution de GADS est de 5°x 5° ce qui est trop faible pour la définition du modèle d'aérosol dans le contexte de la modélisation régionale.

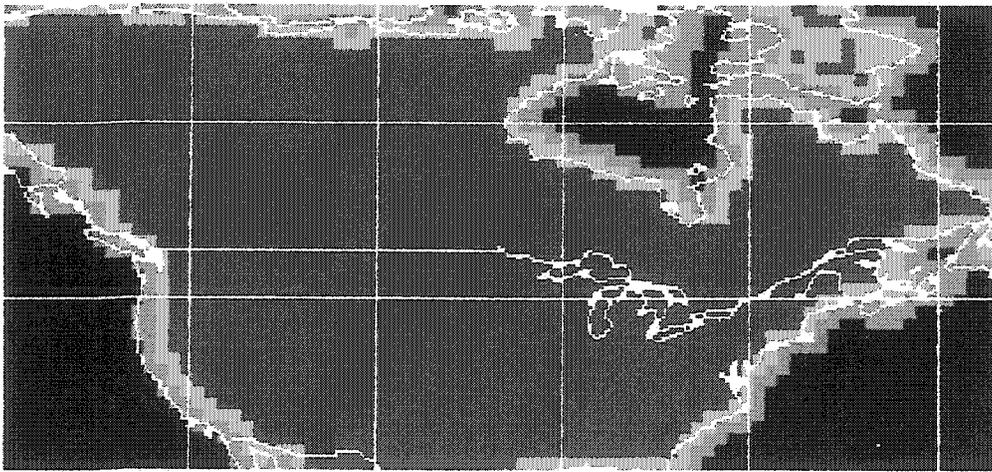
La seconde approche consiste à caractériser le modèle d'aérosol à partir d'un inventaire des émissions. Les inventaires disponibles par le GEIA possèdent une résolution de 1° x 1° ce qui convient mieux à la modélisation à l'échelle régionale. C'est pourquoi nous avons adopté cette approche. Nous utiliserons les modèles d'aérosol de Shettle et Fenn (1979) couplés à un inventaire des émissions. Cet inventaire apporte l'information spatiale permettant de choisir entre le modèle urbain ou rural pour la couche planétaire limite (CPL, 0–2km). En fait, les aérosols de la CPL dépendent principalement des sources à la surface. La CPL est définie comme la plus basse partie de la troposphère où l'essentiel des interactions entre l'atmosphère et la surface terrestre se produisent.

Le modèle d'aérosol est créé à partir d'une combinaison linéaire des trois modèles de Shettle et Fenn (1979) (rural, urbain, et océanique) et du modèle « troposphérique » pour $z > 2\text{km}$. La troposphère s'étend typiquement de la surface jusqu'à une altitude de ~12 km. La définition du modèle « troposphérique » de Shettle et Fenn correspond en fait à la troposphère moins la couche limite planétaire soit la troposphère libre (*free troposphere*). Dans la suite de cette thèse, nous ferons référence à ce modèle, comme le modèle troposphère libre. Ces modèles sont constitués d'un mélange des quatre types d'aérosols suivants: les solubles, que nous avons considérés essentiellement constitués de sulfates (*SU*), de carbonés suie (*BC*, *black carbon*), de poussières (*SD*, *soil dust*), et de sels marins (*SS*, *sea salt*). Dans le modèle, les aérosols carbonés seront associés au BC. Afin de pouvoir déterminer la fraction du modèle d'aérosol dans la CPL qui appartient au type d'aérosol $tp \eta_p$

pour chaque colonne du modèle, nous avons d'abord défini la fraction de terre η_L et la fraction urbaine η_U , qui représentent respectivement la fraction du modèle d'aérosol d'origine continentale et la fraction du modèle d'aérosol d'origine urbaine. Nous présumons que η_L est proportionnel au rapport de superficie terre/terre+mer. η_p peut prendre les valeurs suivantes: *SU*, *BC*, *SD*, *SS*. La somme de η_p sur les quatre types d'aérosols possibles vaut 1. Pour déterminer la valeur de η_U (zones urbaines), nous avons fait appel à l'inventaire des émissions de *BC* provenant de la combustion des carburants fossiles (Cooke,1997). Il apparaît en effet que la proportion de *BC* est la plus apte à différencier le modèle urbain du modèle rural car η_{BC} connaît une plus grande variation relative que les autres types d'aérosols lors du passage du modèle urbain à rural (tableau 4.3). Nous avons classifié les zones urbaines en trois classes illustrées sur la figure 4.7(a). Nous avons défini la classe 100% urbaine de sorte que le taux d'émission de *BC* par combustion de carburants fossiles est supérieur ou égal à 3000 tonnes/an/deg.² ($\eta_U=1$). Ce choix permet d'inclure dans cette classe les grandes villes du monde. La valeur de η_U pour les deux autres classes est obtenue en rapportant le taux d'émission de l'inventaire de Cooke (1997) sur la valeur de 3000 t./an/deg.². La seconde classe de l'inventaire de Cooke correspond à un taux d'émission compris entre 1000 et 3000 t./an/deg.² soit une valeur moyenne de 2000 t./an/deg.² ($\eta_U=0,66$), et la troisième classe à un taux d'émission compris entre 300 et 1000 t./an/deg.² ($\eta_U=0,22$). η_L est déterminé à partir d'un masque maritime illustré à la figure 4.7(b). Une zone de transition de 3 degrés entre le continent et la mer permet de réduire les discontinuités entre les modèles continentaux et le modèle maritime.



(a)



(b)

Figure 4.7: Masques urbain et maritime pour une partie de l'Amérique du Nord. (a) Masque urbain utilisé par AODSEM et inspiré de Cooke (1997). Les zones rouges correspondent à un modèle urbain à 100% ($\eta_U=1$), le vert correspond à $\eta_U=0,66$, le bleu à $\eta_U=0,22$ et le noir à $\eta_U=0$. (b) Masque maritime utilisé par AODSEM. (rouge=100% terre ($\eta_L=1$), vert=66% terre et 34% mer ($\eta_L=0,66$), bleu=34% terre et 66% mer ($\eta_L=0,34$), puis noir=0% terre ($\eta_L=0$)).

La contribution de chaque type et chaque taille d'aérosol dans la CPL ($z < 2$ km) est obtenue de l'équation 4.30 ci-dessous.

$$\eta_{tp,bin}(z < 2km) = \eta_L \times \left((1 - \eta_U) \times (X_{tp})_{rural} (\eta_{bin})_{rural} + \eta_U \times (X_{tp})_{urbain} (\eta_{bin})_{urbain} \right) + (X_{tp})_{maritime} (\eta_{bin})_{maritime} \times (1 - \eta_L) \quad (4.30)$$

tp peut prendre la valeur SS, SU, BC, ou SD. Cette équation permet de définir le mélange d'aérosol (composition et distribution de taille) qui est obtenu à partir d'une

pondération des modèles de base de Shettle et Fenn (urbain, rural, maritime). Le type et la taille des aérosols est donc uniquement définie par la position géographique selon un choix de modèles limité (urbain, rural, maritime). C'est pour atténuer les discontinuités entre ce faible nombre de modèles de base, que nous avons introduit la fraction de terre η_L et la fraction urbaine η_U (voir plus haut).

$\eta_{tp,bin}$ représente en fait la fraction de la population d'aérosols (en nombre) occupée par le type d'aérosol tp et l'intervalle de taille bin . La somme de $\eta_{tp,bin}$ sur tp et bin donne 1. X_{tp} représente la fraction du modèle d'aérosol (rural, urbain, maritime ou troposphère libre) occupée par le type d'aérosol tp . Pour un même modèle d'aérosol, la somme de X_{tp} sur tp donne 1. η_{bin} est la fraction du modèle (urbain, rural, maritime) correspondant à chaque intervalle de taille bin . L'équation 4.31 ci-dessous permet de déterminer η_{bin} . L'équation 4.30 est normalisée de sorte que la somme sur tous les types d'aérosols et tous les intervalles de taille donne 1. Les valeurs de, $(X_{tp})_{rural}$ et $(X_{tp})_{maritime}$ sont données dans le tableau 4.2.

$$\eta_{bin} = \frac{\frac{d\rho(r_{bin})}{dr} \times \Delta r_{bin}}{\sum_{bin=1}^{12} \frac{d\rho(r_{bin})}{dr} \times \Delta r_{bin}} \quad (4.31)$$

Les valeurs de r_{bin} sont données dans le tableau 4.2 et $d\rho(r_{bin})/dr$ est calculé à l'aide de l'équation 4.29. Les valeurs des paramètres nécessaires au calcul de $d\rho(r_{bin})/dr$ sont donnés dans le tableau 4.3. Δr_{bin} représente la largeur de l'intervalle de taille. La somme de η_{bin} sur les 12 intervalles de taille vaut 1. Comme le calcul de η_{bin} diffère uniquement selon le modèle d'aérosol nous supposons, comme le font Shettle et Fenn, que tous les types d'aérosols composant le modèle possèdent la même distribution de taille.

Exemple:

Supposons que nous désirions trouver $\eta_{BC,bin=6}(z < 2km)$ pour Montréal (Canada). Sur la figure 4.7 (a) nous constatons qu'il s'agit d'une zone urbaine (100% urbain)

alors que sur la figure 4.7 (b) nous pouvons constater qu'il s'agit aussi d'une zone continentale (100% terre), donc $\eta_U=1$ et $\eta_L=1$ en remplaçant ces valeurs dans l'équation 4.30 les premier et troisième termes de l'équation s'annulent et nous obtenons:

$$\eta_{BC,bin=6}(z < 2km) = 1 \times (X_{tp})_{urbain} (\eta_{bin})_{urbain}$$

$(X_{BC})_{urbain}$ est obtenu en consultant la deuxième ligne, deuxième colonne du tableau 4.3, nous obtenons $(X_{BC})_{urbain} = 0,2$. La valeur de $(\eta_{bin=6})_{urbain}$ est déterminée avec l'équation 4.31 où $d\rho(r_{bin=6})/dr$ est déterminé avec l'équation 4.29. Les valeurs numériques utilisées dans l'équation 4.29 sont tirées du tableau 4.3 (ligne 2, colonnes 5 à 10). Le rayon de l'intervalle 6 est donné dans le tableau 4.2 (ici $r_{bin}=0,24 \mu m$). En substituant l'ensemble des données dans l'équation 4.29, nous obtenons,

$$\begin{aligned} \frac{d\rho(0,24 \mu m)}{dr} &= \frac{1}{\ln(10)0,24\sqrt{2\pi}} \times \frac{0,999875}{0,35} \exp\left(-\frac{(\log_{10} 0,24 - \log_{10} 0,0025)^2}{2(0,35)^2}\right) \\ &+ \frac{1}{\ln(10)0,24\sqrt{2\pi}} \times \frac{0,000125}{0,4} \times \exp\left(-\frac{(\log_{10} 0,24 - \log_{10} 0,4)^2}{2(0,4)^2}\right) \\ \frac{d\rho(0,24 \mu m)}{dr} &\approx 0,04 \end{aligned}$$

de la même façon nous pouvons déterminer $d\rho(r_{bin})/dr$ pour les 11 autres intervalles de taille, ce qui permet de calculer $(\eta_{bin=6})_{urbain}$ avec $\Delta r_{bin=6} = 0,16$

$$\eta_{bin} = \frac{0,04 \times 0,16}{0,94} = 0,0068$$

Nous pouvons donc enfin calculer $\eta_{BC,bin=6}(z < 2km) = 1 \times 0,2 \times 0,0068 = 0,0014$

Ce qui indique que 1,4% des particules seront associées à ce type et à cette taille de particule.

Tableau 4.3: Modèles d'aérosol

Modèle	Composition				Distribution de taille pour chaque modèle					
	χ_{au}	χ_{bc}	χ_{sd}	χ_{ss}	η_1	r_1 [μm]	$\log_{10}(\sigma_1)$	η_2	r_2 [μm]	$\log_{10}(\sigma_2)$
Rural (100%)	0,7	0	0,3	0	0,999875	0,027	0,35	0,000125	0,43	0,4
Urbain (100%)	0,56	0,2	0,24	0	0,999875	0,025	0,35	0,000125	0,4	0,4
Maritime (100%)	0	0	0	1	1	0,16	0,4	0	-	-
Troposphère libre ($z > 2$ km)	0,7	0	0,3	0	1	0,027	0,35	0	-	-

Adapté de Shettle et Fenn (1979) pour une humidité relative de 0%(tableaux 1 et 2). Les indices 1 et 2 se réfèrent aux modes 1 et 2 de la distribution de taille de l'équation 4.29.

Pour les aérosols situés au-dessus de la CPL ($z > 2$ km), nous utilisons le modèle troposphère libre. Ce modèle ne dépend pas des conditions de surfaces. Shettle et Fenn (1979) suggèrent que le modèle troposphère libre possède la même composition d'aérosols que le modèle rural et nous avons adopté la même hypothèse (tableau 4.3). Sa distribution de taille est modifiée de façon à retirer la composante grossière ($r_2=0,43$) car les particules de grande taille ont un faible temps de résidence dans l'atmosphère (grande vitesse de déposition). L'épaisseur optique intégrée pour les altitudes supérieures à 2 km sera fixée à une valeur maximale de 0,025 à 550 nm comme le suggère le SRA de McClatchey *et al.* (1982). Il est intéressant de noter que la valeur de 0,025 correspond bien avec la valeur minimale de l'épaisseur optique sur l'inventaire du GADS (0,03). Si l'épaisseur optique intégrée sur toute la colonne atmosphérique est inférieure à 0,025, nous considérerons que tous les aérosols se situent entre 2 et 12 km d'altitude. La contribution de chaque type d'aérosol dans la troposphère libre est obtenue de l'équation 4.32.

$$\eta_{tp,bin}(2km < z < 12km) = (\chi_{tp})_{trop} (\eta_{bin})_{trop} \quad (4.32)$$

4.5.3 Géométrie verticale

Le nombre de niveaux verticaux qui optimisent le temps de calcul doit prendre en compte la minimisation de la diffusion numérique attribuable à la discrétisation verticale du modèle. Cette minimisation dépend de l'ordre de grandeur de la vitesse verticale des aérosols. Comme nous le verrons dans la section 5.2, pour minimiser la diffusion numérique, la distance parcourue par la particule durant chaque pas de calcul devrait être supérieure à l'épaisseur d'un niveau vertical. La vitesse verticale est au minimum égale à la vitesse limite de déposition sèche des particules et au maximum à la vitesse verticale du vent. La vitesse limite de déposition sèche est atteinte lorsque la force de gravitation exercée sur la particule est égale à la force de frottement fluide (équation 4.33).

$$W_{\text{lim}}(z) = \frac{\frac{4}{3} \pi r (D_p - D_{\text{air}}) g}{b} \approx \frac{m g}{b} \quad (4.33)$$

m représente la masse de la particule, r représente son rayon pour l'humidité relative locale, et b est le coefficient de frottement fluide de la particule (équation 3.8).

Pour $r \approx 0,2 \mu m$, soit la taille correspondant à l'intervalle de taille ayant la plus grande contribution à l'épaisseur optique pour le cas particulier du modèle rural à 500 nm (voir fig. 3.1 (b)), nous obtenons une vitesse de déposition sèche de l'ordre de 10^{-5} m/s. Des simulations effectuées avec le modèle de trajectoire AES (*Atmospheric Environment Service*, Pabla, 1999) indiquent que la vitesse du vent vertical est typiquement de l'ordre de 10^{-3} m/s ce qui conduit à une taille optimale des couches verticales de l'ordre de 10 mètres (10^{-3} m/s pendant 3 h) soit environ 200 couches dans une CPL de 2 km. Pour des raisons de limite de mémoire et pour restreindre le temps de calcul, nous avons choisi de déroger de cette définition verticale idéale. Nous divisons l'atmosphère en 10 niveaux verticaux entre 0–30 km (voir tableau 4.4). Ce choix aura pour conséquence de réduire considérablement le niveau de confiance face aux échanges verticaux qui seront calculés par le modèle. Heureusement, ces échanges verticaux sont beaucoup moins importants que les

échanges horizontaux pour une circulation atmosphérique typique (3 à 4 ordres de grandeur), et ceci implique que cette approximation importante ne devrait avoir qu'un faible effet sur l'évolution du modèle.

La taille de chaque niveau est déterminée de façon à ce que l'épaisseur optique intégrée sur chacun des 9 premiers niveaux soit constante si nous considérons que l'atmosphère est parfaitement représentée par le modèle rural. Nous associons une épaisseur optique nulle au dernier niveau. Le choix des niveaux à épaisseur optique égale permet de modéliser avec une plus grande résolution verticale les zones ayant plus d'effet sur les épaisseurs optiques. Les 8 premiers niveaux sont contenus dans la couche planétaire limite ce qui explique leur petite taille (de l'ordre de 100 m, tableau 4.4). Dans le modèle rural continental (CONT-I) du SRA (McClatchey *et al.*, 1982), l'épaisseur optique de la troposphère libre (2–12 km), qui correspond au niveau 9 de AODSEM, est huit fois plus petite que l'épaisseur optique de la CPL ($\tau_{CPL} = 0,2$ et $\tau_{trop} = 0,025$ à 550 nm). Nous avons ainsi choisi de diviser les premiers 12 km en 9 niveaux d'épaisseur optique égale à 0,025 (conditions atmosphériques correspondant au modèle CONT-I du SRA). Selon cette définition, la troposphère libre est entièrement contenue dans le niveau 9 (2–12 km) alors que la CPL est découpée par les 8 premiers niveaux.

Tableau 4.4: Géométrie verticale de AODSEM

Niveau nz	Hauteur maximale zm_{nz}	Hauteur moyenne z_{nz}	Épaisseur du niveau Δz_{nz}
	(km)	(km)	(km)
0	0		
1	0.165	0.0825	0.165
2	0.345	0.255	0.180
3	0.542	0.4435	0.197
4	0.760	0.651	0.218
5	1.006	0.883	0.246
6	1.286	1.146	0.280
7	1.611	1.4485	0.325
8	2.000	1.8055	0.389
9	12.000	7.000	10.000
10	30.000	21.000	18.000

4.5.4 Profil vertical

L'introduction d'un profil vertical permet de passer d'une valeur de l'AOD (valeur intégrée sur la colonne verticale) à une distribution verticale des aérosols. Comme nous avons rarement une observation permettant de déterminer le profil vertical dans la CPL, nous avons choisi d'utiliser un profil vertical simple: le profil exponentiel défini par l'équation 4.34 (adaptée de Vermote *et al.*, 1997).

$$\rho(z, r_{bin}, tp) = \rho_0 \eta_{tp} \eta_{bin} \exp(-z/H_{GS}) \quad (4.34)$$

z est l'altitude, $H_{GS} = 2000\text{m}$ est l'échelle de hauteur du profil (*scale height*). ρ_0 , qui est la concentration totale à la surface (intégrée sur tp et r), assure la normalisation du profil afin que l'épaisseur optique intégrée sur la colonne dans la CPL soit égale à l'épaisseur optique observée moins l'épaisseur optique de la troposphère libre ($\tau_{obs} - \tau_{trop}$). L'épaisseur optique de la troposphère libre est considérée constante dans l'espace et le temps (c.-à-d. $\tau_{trop} = 0,025$ à 550 nm pour $z > 2$ km; McClatchey *et al.*, 1982). Puisque la CPL est couverte par les huit premiers niveaux, nous pouvons donc écrire, pour le cas où $\tau_{obs} > \tau_{trop}$,

$$\tau_{obs} - \tau_{trop} = \sum_{nz=1}^8 \sum_{tp, bin} \bar{\rho}(z_{nz}, r_{bin}, tp) \times \sigma_e(RH, r_{bin}, tp) \Delta z_{nz} \quad (4.35)$$

τ_{obs} n'est pas nécessairement supérieur à τ_{trop} puisque la valeur de τ_{trop} provient d'une valeur moyenne typique. Δz_{nz} est l'épaisseur du niveau nz (voir tableau 4.4), $\bar{\rho}(z_{nz}, r_{bin}, tp)$ est la concentration moyenne dans le niveau nz et $\sigma_e(RH, r_{bin}, tp)$ est la section efficace d'atténuation calculée à partir de la théorie de Mie. La concentration moyenne sur un des 8 premiers niveaux est déterminée par

$$\bar{\rho}(z_{nz}, r_{bin}, tp) = \frac{1}{\Delta z_{nz}} \int_{zm_{nz-1}}^{zm_{nz}} \rho(z, r_{bin}, tp) dz \quad (4.36)$$

où zm_{nz} = l'altitude maximale d'un niveau nz (voir tableau 4.4). En substituant 4.34 dans 4.36 et puis en résolvant l'intégrale sur les bornes du niveau nz , nous obtenons

$$\bar{\rho}(z_{nz}, r_{bin}, tp) = \frac{\rho_0 \eta_{tp} \eta_{bin} H_{6S}}{\Delta z_{nz}} \times \left(\exp\left(\frac{-zm_{nz-1}}{H_{6S}}\right) - \exp\left(\frac{-zm_{nz}}{H_{6S}}\right) \right) \quad (4.37)$$

η_{tp} et η_{bin} sont respectivement définis par les équations 4.30 et 4.31.

La valeur de ρ_0 est obtenue en combinant les équations 4.35 et 4.37.

$$\rho_0 = \frac{\tau_{obs} - \tau_{trop}}{\sum_{nz=1}^8 \sum_{tp, bin} \sigma_e(RH, r_{bin}, tp) \eta_{tp} \eta_{bin} H_{6S} \times \left(\exp\left(\frac{-zm_{nz-1}}{H_{6S}}\right) - \exp\left(\frac{-zm_{nz}}{H_{6S}}\right) \right)} \quad (4.38)$$

Dans la troposphère libre, le problème est beaucoup plus simple. Nous supposons que la concentration ne varie pas en fonction de l'altitude entre 2 km et 12 km (niveau 9 du modèle) puis nous supposons qu'elle tombe à zéro au-dessus de 12 km. En d'autres termes, nous pouvons exprimer la concentration dans le niveau 9 par

$$\bar{\rho}(z_9, r_{bin}, tp) = \rho(z_9, r_{bin}, tp) = \frac{\tau \eta_{tp} \eta_{bin}}{\Delta z_9 \sum_{tp, bin} \eta_{tp} \eta_{bin} \times \sigma_e(RH, r_{bin}, tp)} \quad (4.39)$$

$\tau = \tau_{trop}$ si $\tau_{obs} > \tau_{trop}$ et $\tau = \tau_{obs}$ si $\tau_{obs} < \tau_{trop}$. $\bar{\rho}(z_{nz}, r_{bin}, tp)$ n'est rien d'autre que l'opérateur physique inverse H_p^{-1} appliqué à une valeur d'épaisseur optique (τ_{obs} ou

τ_{trop} selon le cas) que nous pouvons enfin exprimer pour chacun des cas de figure énumérés précédemment.

L'application de l'opérateur H_P^{-1} est définie par les expressions suivantes:

Cas 1: $\tau_{obs} > \tau_{trop}$

i) CPL niveaux 1 à 8 ($z < 2$ km)

$$H_P^{-1}[\tau_{obs} - \tau_{trop}] = \frac{(\tau_{obs} - \tau_{trop}) \eta_{tp} \eta_{bin} \left(\exp\left(\frac{-zm_{nz-1}}{H_{6S}}\right) - \exp\left(\frac{-zm_{nz}}{H_{6S}}\right) \right)}{\Delta z_{nz}} \bigg/ \sum_{nz=1}^8 \sum_{bin, tp} \left(\sigma_e(RH, r_{bin}, tp) \eta_{tp} \eta_{bin} \left(\exp\left(\frac{-zm_{nz-1}}{H_{6S}}\right) - \exp\left(\frac{-zm_{nz}}{H_{6S}}\right) \right) \right) \quad (4.40)$$

ii) Troposphère libre niveau 9 ($2 \text{ km} < z < 12 \text{ km}$)

$$H_P^{-1}[\tau_{trop}] = \frac{\tau_{trop} \eta_{tp} \eta_{bin}}{\Delta z_9 \sum_{tp, bin} \eta_{tp} \eta_{bin} \times \sigma_e(RH, r_{bin}, tp)} \quad (4.41)$$

Cas 2: $\tau_{obs} < \tau_{trop}$

i) CPL niveaux 1 à 8 ($z < 2$ km)

$$H_P^{-1}[\tau_{obs}] = 0 \quad (4.42)$$

ii) Troposphère libre niveau 9 ($2 \text{ km} < z < 12 \text{ km}$)

$$H_P^{-1}[\tau_{obs}] = \frac{\tau_{obs} \eta_{tp} \eta_{bin}}{\Delta z_9 \sum_{tp, bin} \eta_{tp} \eta_{bin} \times \sigma_e(RH, r_{bin}, tp)} \quad (4.43)$$

Aucun aérosol n'est ajouté dans la stratosphère ($z \geq 12$ km, niveau 10) par H_P^{-1} . Selon le SRA, ce niveau contient du H_2SO_4 à 75%, mais ce contenu en aérosols

contribue seulement à 2% de l'épaisseur optique totale du modèle CONT-I c'est pourquoi nous l'avons négligé en ce qui concerne l'opérateur d'observation inverse. Dans AODSEM, ce niveau a pour rôle d'accueillir les aérosols de la troposphère libre soumis à un mouvement vertical ascendant. Son contenu est donc uniquement modifié par la dynamique et non par l'incrément d'analyse. La figure 4.8 permet de comparer le profil vertical utilisé pour la définition de H_p^{-1} dans AODSEM avec le SRA et à titre uniquement indicatif avec un profil purement exponentiel (*scale height*=2 km). Les profils ont été normalisés de telle sorte que leur épaisseur optique intégrée sur la CPL soit identique à celle du modèle CONT-I du SRA.

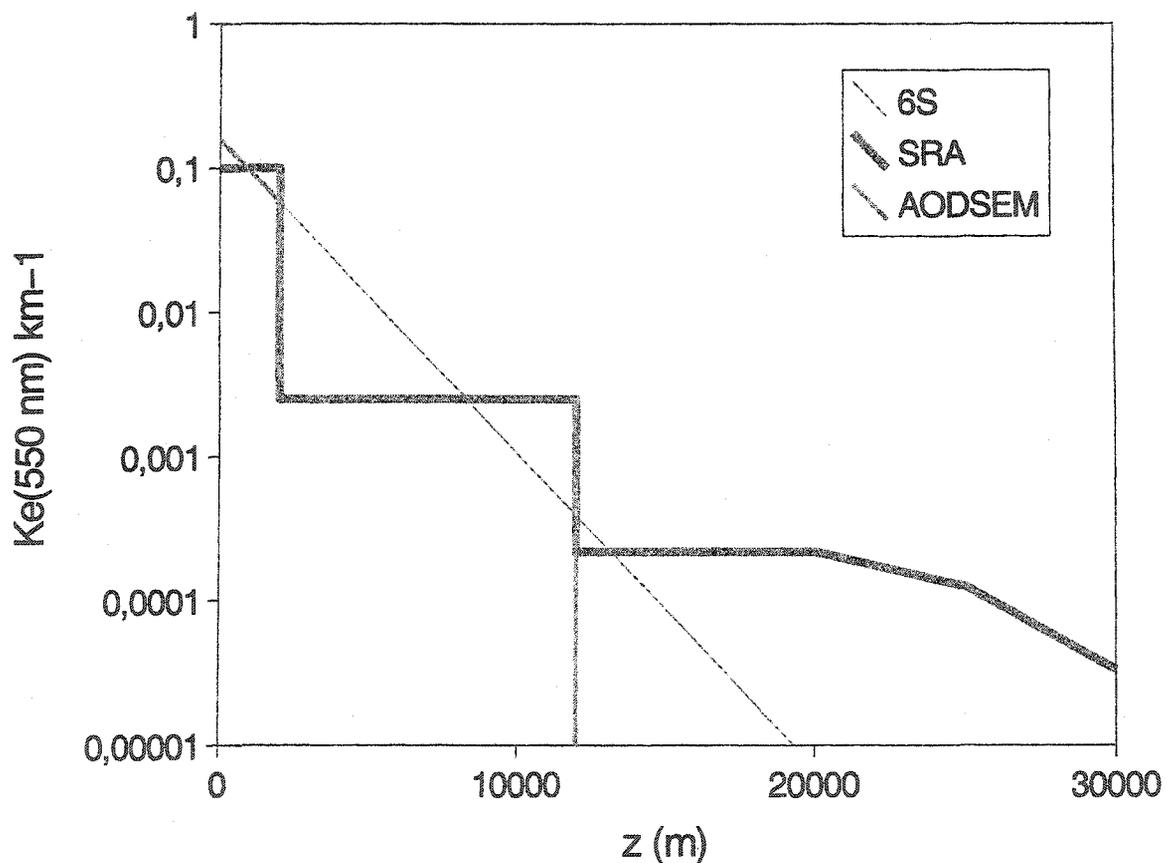


Figure 4.8: Distribution verticale du coefficient d'atténuation à 550 nm pour différents profils verticaux. La courbe dénotée 6S représente le profil exponentiel.

Dans ce chapitre, nous avons décrit en détail les caractéristiques du système d'assimilation incorporé à AODSEM. Ce dernier est composé d'une analyse objective de type Cressman. Comme la correction au modèle est appliquée de façon intermittente, nous avons choisi d'utiliser le *Incremental Analysis Update* pour

répartir graduellement la correction sur les périodes séparant les dates d'observations. Comme nous l'avons indiqué, une particularité de AODSEM réside dans le fait que la variables modélisée et la variable observée n'appartiennent pas au même espace. C'est pourquoi nous avons décrit en détail les propriétés de l'opérateur physique et son opérateur inverse qui permettent le passage d'un espace à l'autre.

CHAPITRE 5

ÉTUDE DE SENSIBILITÉ

L'étude de sensibilité permet d'étudier le comportement du modèle face à un changement de ses paramètres prescrits ou à la suppression temporaire de l'une ou l'autre de ses composantes. L'étude de sensibilité permet de déterminer si la réaction du modèle face à ces changements est fidèle au comportement physique attendu. Elle permet aussi d'identifier quels sont les paramètres importants du modèle sur lesquels repose la qualité de la modélisation. Comme l'étude de sensibilité fait intervenir l'exécution du modèle sous une multitude de conditions, elle permet de l'optimiser pour un rendement supérieur. Dans ce chapitre, nous passons en revue l'ensemble des résultats révélés par cette étude.

5.1 Origine des fortes épaisseurs optiques modélisées

L'étude de la répartition spatiale et temporelle de l'AOD modélisée par AODSEM révèle la formation fréquente de zones de fortes AOD ($AOD > 1$). Nous nous attendons à ce que de telles valeurs d'épaisseurs optiques soient corrélées à des événements de pollution, mais comme ces événements sont de nature épisodique, ils ne peuvent pas être présents sur une base aussi régulière que ce qui est prédit par le modèle. L'étude plus approfondie de ce comportement apparemment problématique nous a permis d'en identifier les causes physiques probables.

De façon générale, la comparaison des observations avec les modèles n'est pas un problème simple et peut conduire à des aberrations si elle n'est pas menée avec prudence. Pour le cas particulier des observations de l'AOD, une des difficultés provient du fait que les mesures sont toujours filtrées de façon à ne conserver que

les données correspondant aux périodes de temps clair (ciel sans nuages). Cette sélection des données est nécessaire puisque les mesures par temps nuageux sont dominées par l'influence des nuages et qu'il est extrêmement difficile de découpler l'information provenant des aérosols de celle provenant des nuages. Ce problème se présente aussi par temps « clair » car il y a toujours une possibilité de contamination des données par la présence de fins nuages.

Comme dans la version actuelle de AODSEM, l'information sur la présence des nuages n'est pas disponible de façon directe (sauf pour les zones de précipitations), les résultats de la modélisation peuvent nous laisser croire que toutes les valeurs modélisées pourraient être observées, ce qui n'est évidemment pas le cas. L'intégration ultérieure de la couverture nuageuse à AODSEM devrait permettre d'exclure ces valeurs d'AOD qui ne peuvent en aucun cas être comparées aux observations.

Dans les deux sections qui suivent, nous décrirons les deux paramètres qui à notre avis ont le plus d'influence sur la formation de zones de fortes épaisseurs optiques soient l'humidité relative et les périodes de faibles vitesses d'advection.

5.1.1 Rôle de l'humidité relative

Nous nous attendons à ce que l'humidité relative soit significativement plus forte pour les zones nuageuses du domaine de modélisation, ce qui influence à la hausse les valeurs d'AOD pour ces régions. Cette augmentation de l'AOD est occasionnée par la présence d'aérosols solubles qui sont soumis à la croissance hygrométrique. Nous avons montré à la section 4.4.1 (figure 4.5 en particulier) que la section efficace d'atténuation (et donc l'AOD) est augmentée par un facteur 15 lorsque l'humidité relative passe de 30% à 99%. Cela revient à dire qu'une épaisseur optique de 1 à une humidité relative de 99% équivaut à une épaisseur de $\sim 0,07$ par temps sec, ce qui est de l'ordre de grandeur du plancher minimal donné par la climatologie et correspond donc à de faibles concentrations en aérosols. Pour une humidité relative de 80% qui correspond approximativement à la valeur maximale pour les conditions

d'observation de l'AOD, l'AOD est seulement augmentée par un facteur 2 par rapport à la valeur à sec.

Afin de mettre en lumière la dépendance de l'AOD en fonction de l'humidité relative nous avons cherché à mettre en relation *RH* et AOD pour une séquence d'images produites par AODSEM. Cette dépendance est illustrée à la figure 5.1 (a). L'axe vertical représente l'humidité relative moyenne calculée sur les 9 premiers niveaux verticaux du modèle. Cette valeur est représentative de l'humidité relative effective agissant sur l'optique des aérosols car les niveaux verticaux de AODSEM ont été choisis de telle sorte que l'épaisseur optique par niveau soit à peu près constante pour un atmosphère dégagé standard.

Pour des zones situées à proximité de sources importantes de pollution, il est attendu que humidité relative moyenne sera bien entendu moins représentative de l'humidité relative effective agissant sur l'optique des aérosols, car le profil vertical des aérosols est bien différent du cas de l'atmosphère standard.

Le cas des feux de forêts est un bon exemple en ce sens car une importante quantité d'aérosols sont injectés à une altitude préférentielle et c'est donc l'humidité relative de ce niveau qui serait la plus significative sur le plan optique.

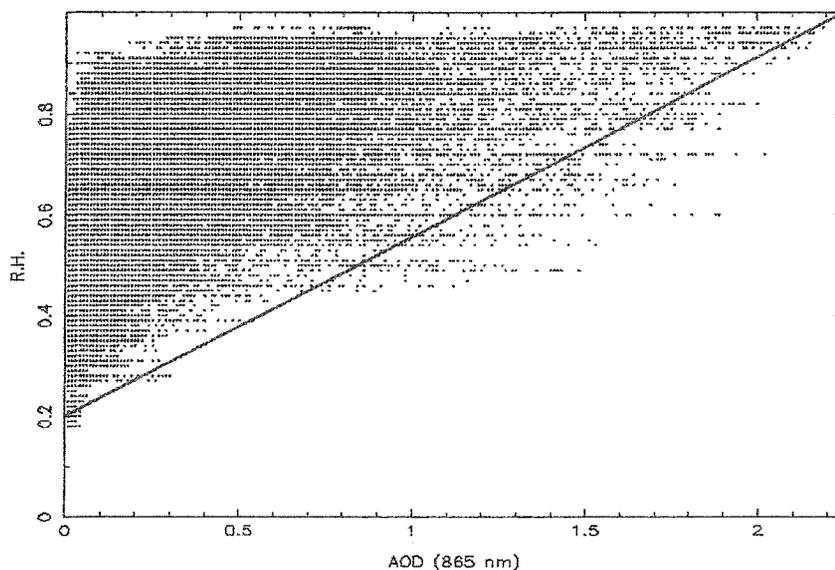
Pour produire la figure 5.1 (a), nous avons comparé l'humidité relative moyenne GEM avec l'AOD AODSEM à 18h TU du 15 au 21 juin 1997 sur l'est de l'Amérique du Nord. Le très grand nombre de données composant la figure 5.1 (près de 75000) permet de mettre en lumière des couples de données rares mais ne rend pas compte de l'occurrence multiple d'un même couple de données car ces derniers apparaîtront superposés sur la figure. La figure 5.1 (a) permet d'identifier une région du plan RH vs AOD où aucune donnée n'est disponible. Cette région est grossièrement délimitée par la droite rouge. Nous pouvons constater à partir de cette figure que des épaisseurs optiques faibles sont possibles pour toutes valeurs d'humidité relative alors que les fortes épaisseurs optiques correspondent presque toujours à de fortes valeurs d'humidité relative. Les mêmes observations s'appliquent à la figure 5.1 (b)

qui met en relation l'humidité relative moyenne GEM et l'AOD provenant de l'inversion des images POLDER sur la même région et la même période. Nous pouvons constater sur cette figure que pratiquement toutes les données POLDER correspondent à des valeurs de RH inférieures à 80%. Cette limite de RH est compatible avec l'humidité relative moyenne sur la cellule à laquelle la condensation de l'eau gazeuse commencerait soit 75% au-dessus de la terre et 85% au-dessus de l'eau tel que suggéré par Staudenmaier (1996). Ces valeurs critiques sont d'ailleurs utilisées par le schéma explicite de prédiction de nuages du modèle météorologique Eta du NCEP (*National Centers for Environmental Prediction*) (Zhao *et al.*, 1997). Il va de soi que l'humidité relative conduisant localement à la condensation en nuage est par définition de 100% mais les valeurs critiques ne prennent pas en considération les fluctuations sous-maille de cette variable. C'est-à-dire que lorsque l'humidité moyenne sur la cellule atteint 80% ou 75% les valeurs sous mailles atteignent suffisamment souvent 100% pour parler de nuage dans cette cellule.

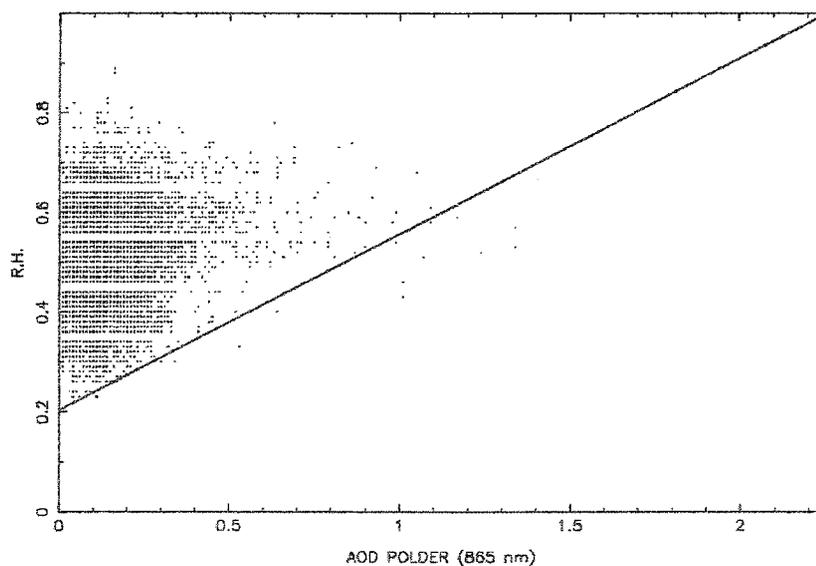
L'exclusion des AOD correspondant à des valeurs de $RH \geq 80\%$ a pour effet de réduire l'incidence de RH sur les AOD mesurées (par rapport au cas de très fortes RH discuté plus haut). Comme nous l'avons spécifié précédemment à $RH=80\%$, l'AOD augmentée d'un facteur ~ 2 (toujours pour le modèle rural et si toute la colonne est à $RH=80\%$) ce qui demeure significatif. La dépendance de l'AOD en fonction de RH a aussi été identifiée par d'autres auteurs.

Par exemple, le modèle NAAPS ne prenait pas initialement en compte le phénomène de la croissance hygrométrique. L'ajout de ce processus dans une version plus récente de NAAPS a conduit à un accroissement des AOD modélisées pouvant atteindre un facteur 10 (pour une humidité relative de 100%). Selon ces mêmes auteurs, l'accroissement est limité à 1,6 pour $RH=70\%$ et 3,3 pour $RH=90\%$. Cet accroissement de l'AOD est basé sur les coefficients d'extinctions spécifiques calculés par Nemesure *et al.* (1995). Ces nouveaux résultats de NAAPS ont permis un meilleur accord du modèle avec les AOD AVHRR pour les régions situées au large des côtes des États-Unis et de la Chine (wwwc, 2001). D'autre part, Hegg *et*

al. (1997) obtiennent un rapport AOD/AOD(sec) compris entre 1,5 et 2,4 ce qui se compare au facteur 2.



(a)



(b)

Figure 5.1: Relation entre l'humidité relative moyenne de l'air et les AOD modélisées et observées. (a) RH GEM vs AOD AODSEM, (b) RH GEM vs les AOD provenant de l'inversion des images du capteur satellitaire POLDER. L'apparence régulière de la répartition des points est due au fait que nous avons manipulé l'épaisseurs optique avec une résolution de 0,01 et l'humidité relative avec une résolution de 1% (0,01 sur l'échelle verticale de la figure).

5.1.2 Rôle de l'advection

L'observation des séquences d'animation créées avec les images d'AOD délivrées par AODSEM révèle que des zones de fortes AOD se forment durant des phases d'accumulation d'aérosols qui se déroulent lorsque la vitesse d'advection est faible dans une région donnée. Comme les sources d'émissions sont toujours actives et injectent les aérosols à un taux presque constant (seul des variations mensuelles des taux d'émissions sont prises en compte), une diminution de la vitesse d'advection a pour effet de faire augmenter la concentration locale en aérosols et par conséquent l'AOD. Dès que la vitesse du vent augmente, ces fortes concentrations d'aérosols sont soumises à l'advection ce qui explique la formation et le mouvement de zones de fortes AOD. La figure 5.2 illustre bien ce phénomène à l'aide d'une séquence d'images d'AOD délivrées par AODSEM sans assimilation (résolution de $0,25^\circ$, pas de calcul de 3h, éponge de $0,75^\circ$). La phase d'accumulation qui se déroule durant les 24 premières heures de la séquence est suivie d'une période de forte advection au cours de laquelle les aérosols accumulés sont transportés vers l'est. L'ellipse blanche indique la position de la zone initiale d'accumulation alors que l'ellipse magenta circonscrit approximativement la position des aérosols cumulés qui sont transportés par les vents.

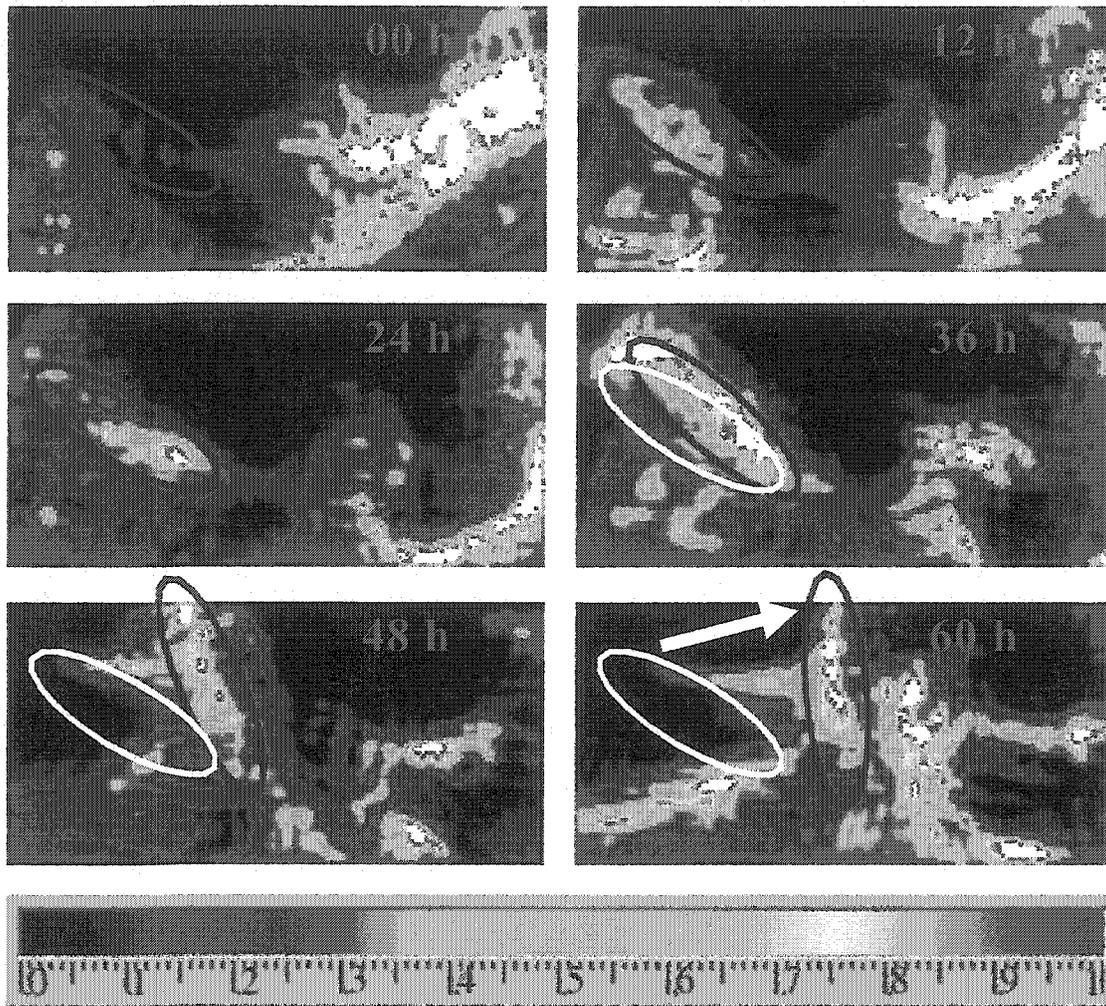


Figure 5.2: Exemple de période d'accumulation d'aérosols (00h à 24h) suivie par une période d'advection (24h à 60h) sur le nord est de l'Amérique du Nord (voir domaine de l'été 1997 fig. 6.1). Le code de couleur représente l'épaisseur optique à 865 nm. L'ellipse blanche indique la position d'une zone d'accumulation.

5.2 Résolution spatiale et pas de calcul

Si la résolution horizontale est suffisamment petite, il est possible de restreindre la portée des erreurs numériques associées à la discrétisation du modèle. Ces erreurs sont occasionnées par l'exécution récurrente du schéma de rééchantillonnage spatial propre à l'algorithme de transport semi-Lagrangien. Ce phénomène cumulatif, que l'on nomme diffusion numérique, s'accroît à chaque pas de calcul si la nouvelle position du traceur ne coïncide pas avec le centroïde d'une cellule de la grille du

modèle. Lorsque la nouvelle position du traceur ne coïncide pas avec le centre d'une cellule, nous présumons que le traceur a une contribution pondérée sur les cellules voisines en proportion de l'intersection du volume de sa cellule initiale (comme si elle avait été advectée) et des cellules de la grille fixe. Les particules initialement toutes contenues dans une même cellule, se retrouveront donc distribuées dans les cellules avoisinant la nouvelle position du traceur. Ce processus est illustré à la figure 5.3.

La figure 5.4 montre le phénomène de diffusion numérique tel que généré par AODSEM pour deux valeurs différentes de pas de calcul (a) 60 min et (b) 5 min. Les champs GEM utilisés ainsi que la résolution spatiale sont identiques dans les deux cas. Nous pouvons constater que la distance d'advection semble la même dans les deux cas. Par contre le cas (b) montre une diffusion des aérosols nettement supérieure au cas (a). Comme les variables météorologiques sont les mêmes, les différences observées ne peuvent être attribuées qu'à une erreur numérique propre au choix d'un pas de calcul trop court en relation avec le choix de la taille des cellules du modèle.

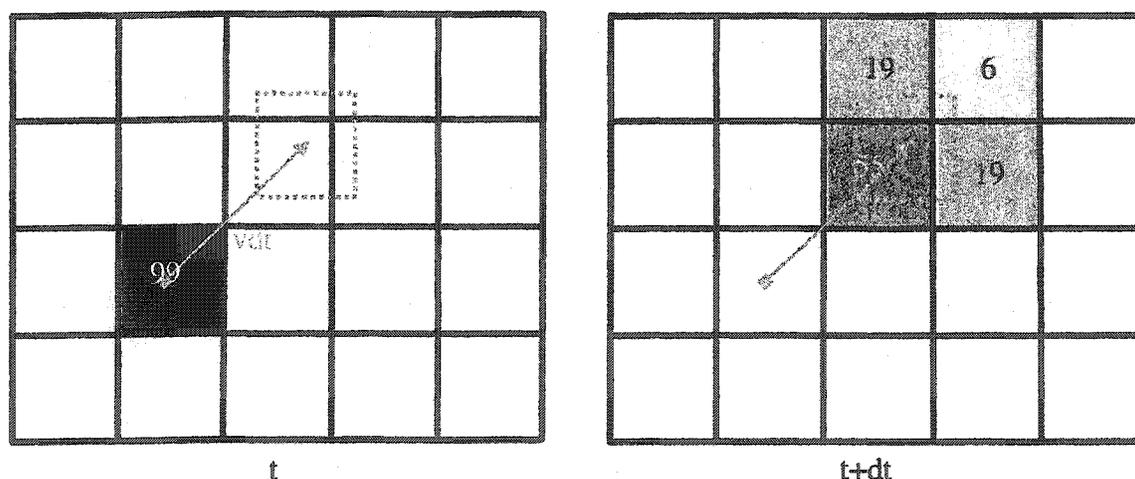


Figure 5.3: Diffusion numérique liée au schéma d'advection semi-Lagrangien. Les nombres représentent la quantité de particules d'un traceur présent dans la cellule. Après un temps $t + \Delta t$, la diffusion numérique occasionne une répartition des traceurs sur une surface plus importante.

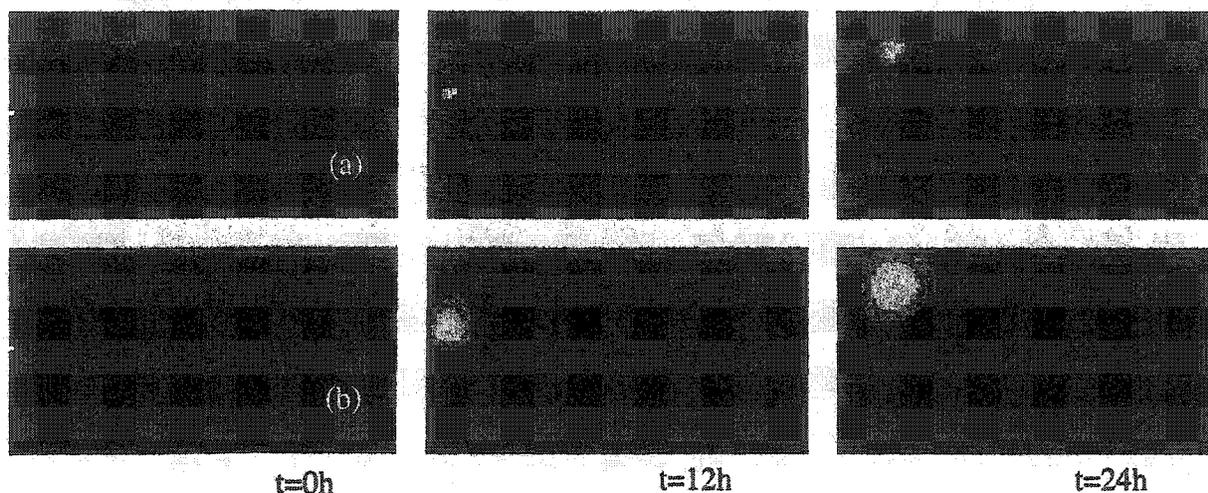


Figure 5.4: Exemple de diffusion numérique d'un paquet d'aérosols initialement contenus dans une seule cellule pour deux choix de pas de calcul ((a) $\Delta t = 60$ min et (b) $\Delta t = 5$ min) et pour une résolution horizontale de 0,25 degrés.

Nous avons tenté de caractériser la diffusion numérique en fonction du pas de calcul pour différentes résolutions horizontales. Pour chaque pas de calcul et chaque résolution, nous avons réalisé une simulation AODSEM d'une durée de 1 jour débutant à $t=0$ avec une seule cellule contenant des aérosols. Les résultats de cette étude sont présentés à la figure 5.5. La production de cette figure a nécessité autant d'exécution AODSEM qu'il y a de points sur la figure ce qui représente un temps de calcul considérable. C'est pourquoi nous nous sommes limités à l'étude de trois résolutions horizontales différentes ($0,25^\circ$; $0,5^\circ$; 1°). L'axe vertical de la figure correspond au rayon moyen de la zone de diffusion après 1 jour de modélisation. Ce dernier est calculé comme l'écart type d'un profil gaussien ajustée sur la zone de diffusion. L'axe horizontal de la figure représente le pas de calcul utilisé pour la modélisation. Les trois jeux de données correspondent aux trois résolutions citées plus haut. À titre indicatif, nous avons tracé une droite horizontale pointillée qui représente chaque résolution utilisée. Dans un cas idéal, le rayon moyen de la zone de diffusion devrait s'approcher le plus possible de cette droite. Logiquement, nous nous attendons à obtenir une diffusion numérique minimale dès que le déplacement typique d'un traceur durant le pas de calcul est supérieur à la résolution de la grille du

modèle, c'est d'ailleurs pourquoi chaque courbe tend vers sa droite pointillée respective lorsque Δt est suffisamment grand. Le cas de la résolution de $0,25^\circ$ (triangles) est particulièrement éloquent à cet égard. Comme la taille de la cellule est plus petite, la condition de diffusion minimale est atteinte pour des valeurs de pas de calcul plus courts. Dans ce cas cette condition est atteinte lorsque $\Delta t \approx 2,3h$. Cette valeur est donnée par l'intersection de la droite continue (régression linéaire sur la partie linéaire de la courbe) avec la droite pointillée. Si Δt est supérieur à cette limite, la diffusion demeure faible. Par contre, si Δt est plus petit, la diffusion numérique connaît une croissance importante. Cette figure montre donc que pour une résolution donnée, il est possible de choisir un pas de calcul $\Delta t > \Delta t_{min}$ tel que la diffusion numérique est minimale et par conséquent ou l'advection est physiquement plus réaliste. Le tableau 5.1 synthétise les valeurs minimales de Δt (Δt_{min}) qui permettent une minimisation de la diffusion pour chaque résolution étudiée.

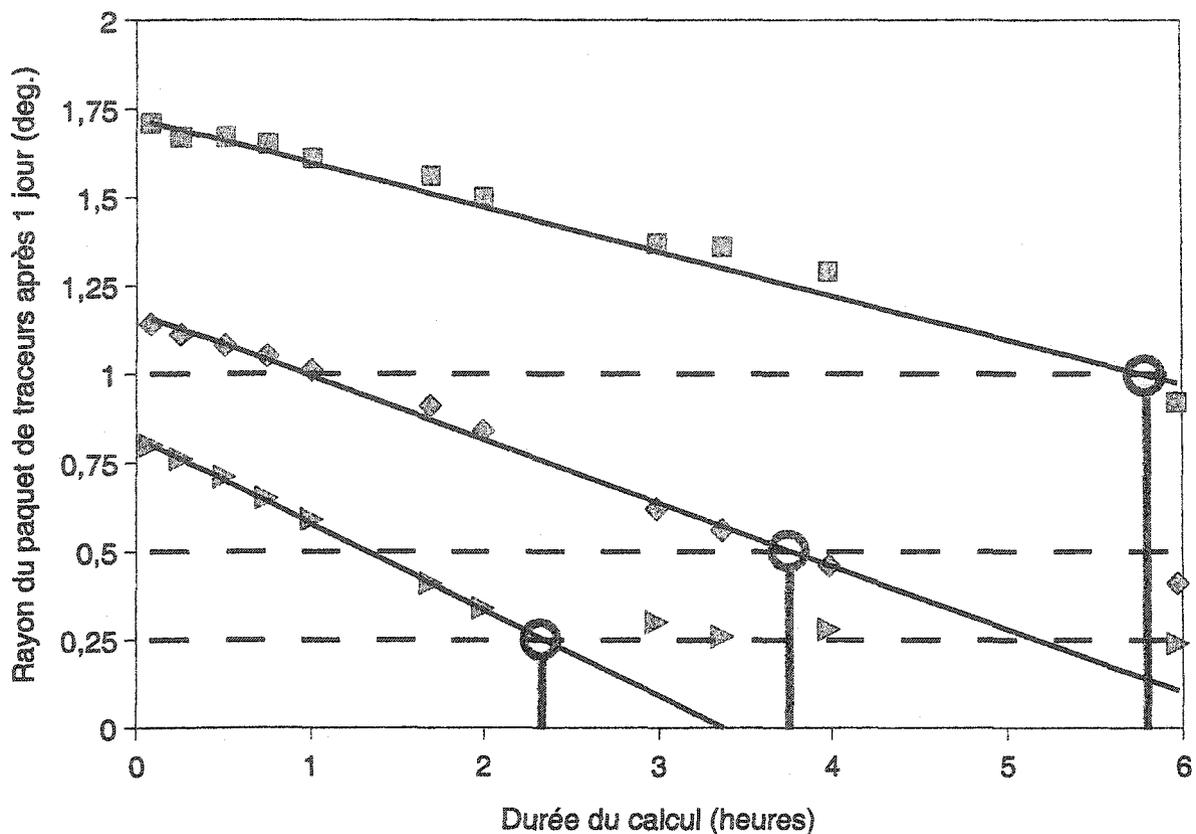


Figure 5.5: Effet du choix du pas de calcul sur la diffusion numérique d'un paquet de traceurs pour trois résolutions horizontales (0,25 deg.=triangles, 0,50 deg.=losanges, 1,00 deg.=carrés). Les droites pointillées représentent la résolution de la grille du modèle et correspond exactement à la taille initiale du paquet d'aérosol. L'axe vertical correspond à l'écart type d'un profil gaussien ajusté sur le profil du paquet d'aérosol après 1 jour de modélisation. Les droites continues représentent une régression linéaire sur la première partie de chaque courbes.

Tableau 5.1: Pas de calcul minimal pour des trois résolutions étudiées

dx	0,25°	0,5°	1°
Δt	>2,3 heures	>3,7 heures	>5,7 heures

L'examen de la figure 5.4 semble indiquer que le pas de calcul n'a pas d'incidence sur la distance d'advection. Pour le vérifier, nous avons exécuté AODSEM sans assimilation sur le même domaine, avec les mêmes sources, et pour une même durée (28 jours) pour trois pas de calcul différents. Nous avons ensuite extrait des séries temporelles AODSEM pour les sites AERONET présents sur le domaine. Si la vitesse d'advection du modèle est sensible au choix du pas de calcul, nous devrions observer des différences dans les profils temporels. La figure 5.6, qui illustre la série temporelle correspondant au site GSFC (*Goddard Space Flight Center*), permet de constater que les pics d'AOD sont tous simultanés. Le choix du pas de calcul n'a donc pas d'incidence notable sur la vitesse d'advection dans le modèle malgré l'utilisation de trois valeurs de pas de calcul substantiellement différentes.

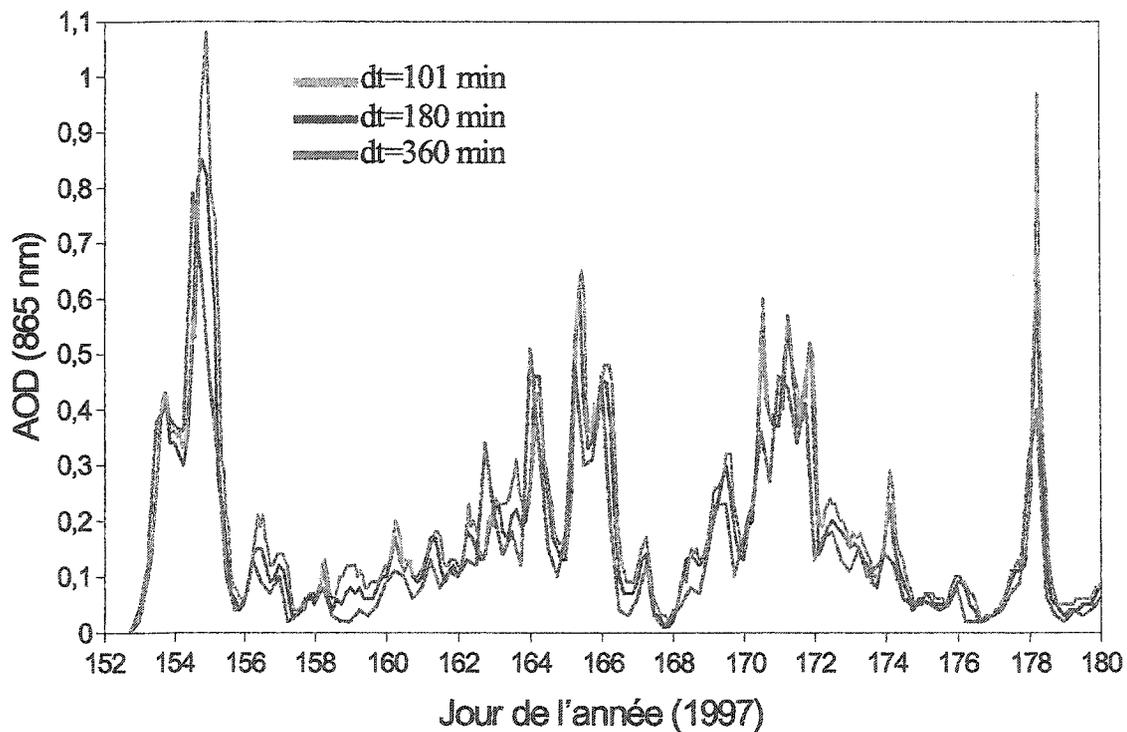


Figure 5.6: Effet du pas de calcul sur la vitesse d'advection du modèle. Les données ont été extraites des images AODSEM sans assimilation pour la position géographique du site GSFC.

5.3 Temps d'initialisation du modèle (spin-up)

Le niveau moyen de la concentration en aérosols dans le modèle atteint un état d'équilibre lorsque les sources d'aérosols sont équivalentes aux puits. Les sources sont données par l'inventaire des émissions ainsi que par le pilotage climatologique dans l'éponge alors que les puits sont dus à la déposition sèche, au lessivage humide et à l'advection via les échanges aux frontières du domaine.

Supposons que AODSEM est utilisé sans assimilation, et que la matrice du modèle est initialement vide (concentrations nulles). Dans ces conditions, pour atteindre une concentration en aérosols proche de la réalité, nous devons laisser exécuter le modèle jusqu'à ce que l'état d'équilibre entre les sources et le puits soit atteint. Après l'atteinte de l'état d'équilibre, nous considérons les sorties subséquentes du modèle comme représentatives de l'état de l'atmosphère.

Pour déterminer le temps typique requis pour atteindre cet état d'équilibre, nous avons exécuté AODSEM une première fois sur une durée de 15 jours. Le domaine de modélisation correspond au domaine de l'été 1997 (voir section 6.2.1) avec un pas de calcul de 3 heures. L'image d'AOD du 15^{ème} jour de modélisation sera considérée comme la référence à atteindre. Nous avons ensuite repris l'exécution de AODSEM en débutant cette fois 2, 6, puis 10 jours avant la date de la référence. Chacune des images d'AOD finale ainsi obtenues est ensuite comparée avec l'image de référence. Cette comparaison est faite en mesurant le résidu moyen entre l'image et la référence ($AOD(15 \text{ jours}) - AOD(n \text{ jours})$). Il est important de noter que pour toute cette thèse le calcul du résidu ou du RMS exclue les valeurs d'épaisseurs optiques nulles.

La figure 5.7 illustre les résultats de cette analyse. Compte tenu de la limite de résolution numérique utilisée pour l'archivage de l'AOD et qui a été fixée à 0,01 (ligne pointillée), les résidus inférieurs à cette valeur sont non significatifs pour AODSEM. La valeur limite de 0,01 constitue donc en quelque sorte la valeur limite acceptable du résidu sous laquelle le système est considéré à l'équilibre. Cette limite,

qui est inférieure aux erreurs typiques des techniques de mesure de l'AOD, permet d'identifier la durée d'initialisation minimale du modèle qui se situe ici entre 7 et 8 jours. Comme cette limite correspond au minimum acceptable, par mesure de prudence nous suggérons l'utilisation d'une durée d'initialisation plus grande ou égale à 10 jours.

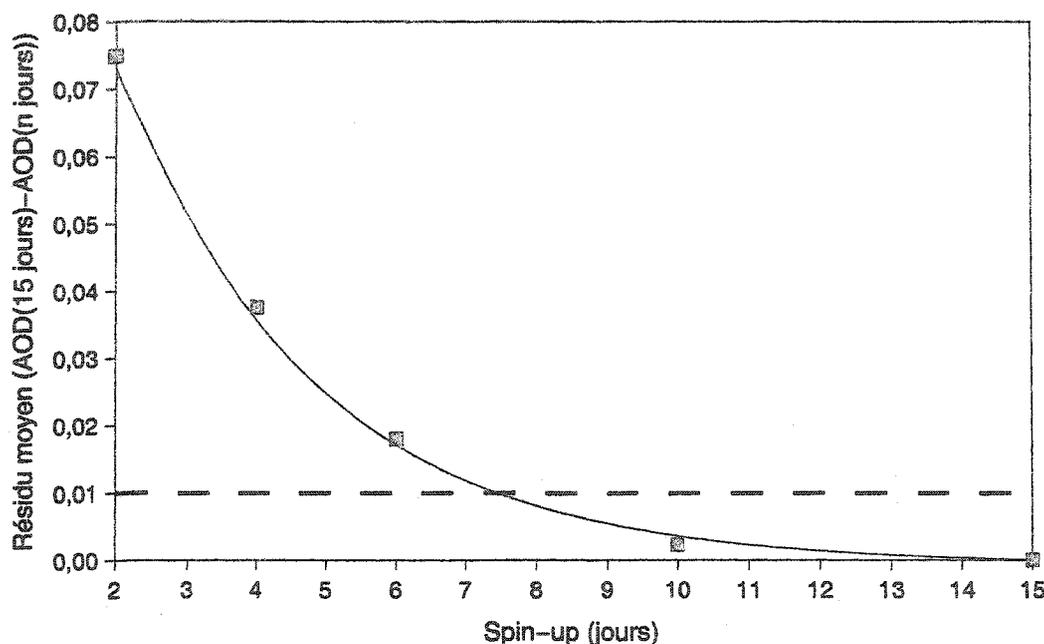


Figure 5.7: Recherche de la durée d'initialisation minimale du modèle. Les carrés représentent le résidu obtenu en calculant la moyenne de la différence d'AOD entre une durée d'initialisation quelconque et une durée d'initialisation de 15 jour qui agit ici comme la référence. La droite pointillée indique la limite de résolution numérique utilisée pour archiver les AOD dans AODSEM.

5.4 Effet du lessivage par précipitation

Walton *et al.* (1988) ont proposé d'intégrer l'information concernant la répartition sous-maille de la précipitation en considérant la fraction de la surface horizontale de la cellule où se produit réellement la précipitation. Comme dans le présent travail nous ne possédons pas cette information (la précipitation cumulée est donnée par la prévision du modèle GEM à une résolution de 0,9 deg.), nous avons du considérer que toute la cellule est soumise à la précipitation. Dans un tel contexte, le lessivage calculé par AODSEM devrait être sur-estimé car nous sur-estimons la surface

sujette à la précipitation (figure 5.8). De plus, la faible résolution verticale du modèle influence directement la précision de la localisation verticale des nuages à l'origine de la précipitation. Nous avons donc à nouveau tendance à sur-estimer l'extension de la zone de lessivage dans le nuage (voir figure 5.8) et par le fait même à sur-estimer le lessivage dans le nuage.

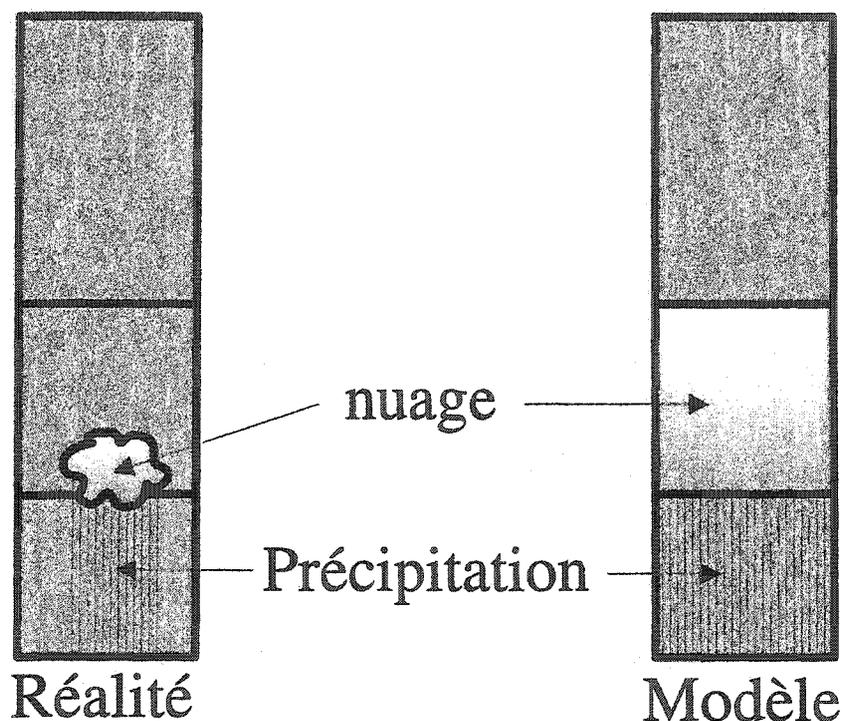
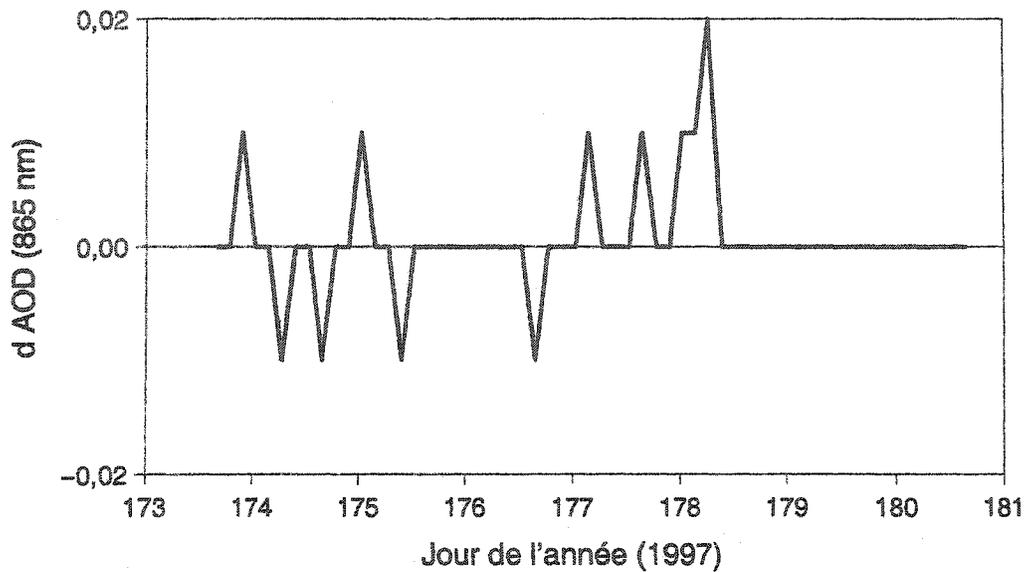


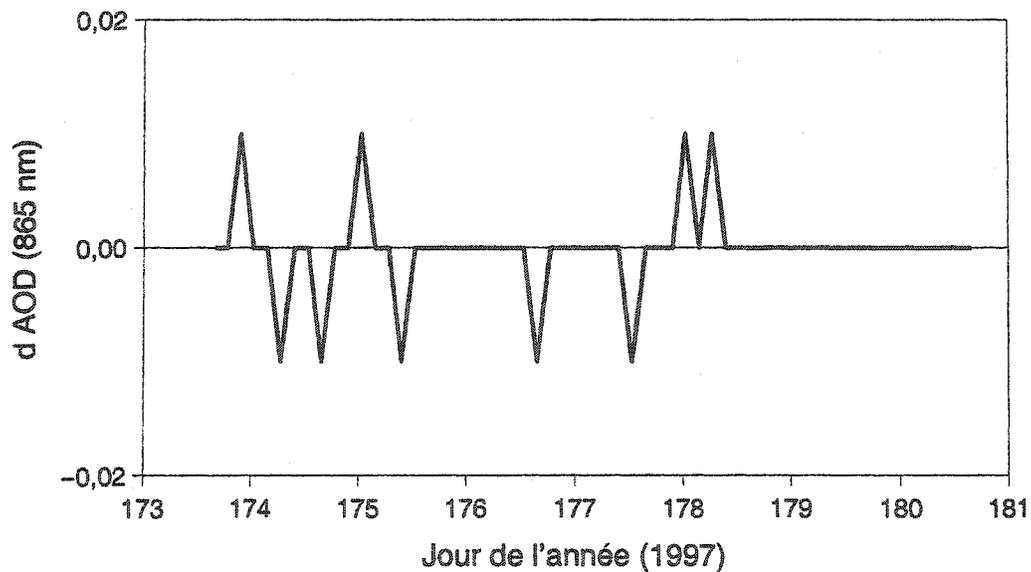
Figure 5.8: Sur-estimation du lessivage dans et sous le nuage occasionné par la trop grande taille des cellules du modèle.

Pour quantifier l'impact de cette sur-estimation sur les AOD modélisées, nous avons fait varier le taux de lessivage prescrit dans AODSEM. Ces simulations démontrent que les AOD modélisées sont peu sensibles à la variation du taux de lessivage. Elle conduit dans le pire des cas (lorsque le lessivage est totalement désactivé) à une modification de l'AOD qui est peu significative car elle est comparable à la résolution d'archivage de l'AOD dans AODSEM (de l'ordre de 0,01) et donc inférieure aux erreurs associées aux observations. La figure 5.9 (a) illustre l'impact de la désactivation de tous les lessivages sur le profil temporel pour le site du GSFC en 1997. Cette figure représente l'évolution du résidu entre l'AOD AODSEM sans aucun lessivage humide et AODSEM avec le lessivage humide activé normalement (c.-à-d.

$AOD_{\text{sans lessivage}} - AOD_{\text{avec lessivage}}$ sur tout le domaine de l'été 1997 (voir section 6.2.1)). Nous avons ensuite uniquement désactivé le lessivage humide dans le nuage en conservant le lessivage sous le nuage (figure 5.9 (b)). La comparaison des graphiques 5.9 (a) et (b) permet d'identifier qu'en dépit des faibles variations observées dans les deux cas, le lessivage dans le nuage influe plus les AOD modélisées que le lessivage sous le nuage. En effet, la suppression du lessivage humide dans le nuage explique en grande partie le résidu obtenu lorsque aucun lessivage n'est calculé. Bien que le calcul du lessivage humide ne semble pas de première importance pour assurer une modélisation fiable, nous considérons qu'en première approximation la valeur du taux de lessivage dans le nuage proposée par Walton *et al.* (1988) ainsi que les coefficients de lessivage sous le nuage proposés par Garcia Nieto *et al.* (1994) sont compatibles avec les limites de précision du modèle.



(a)



(b)

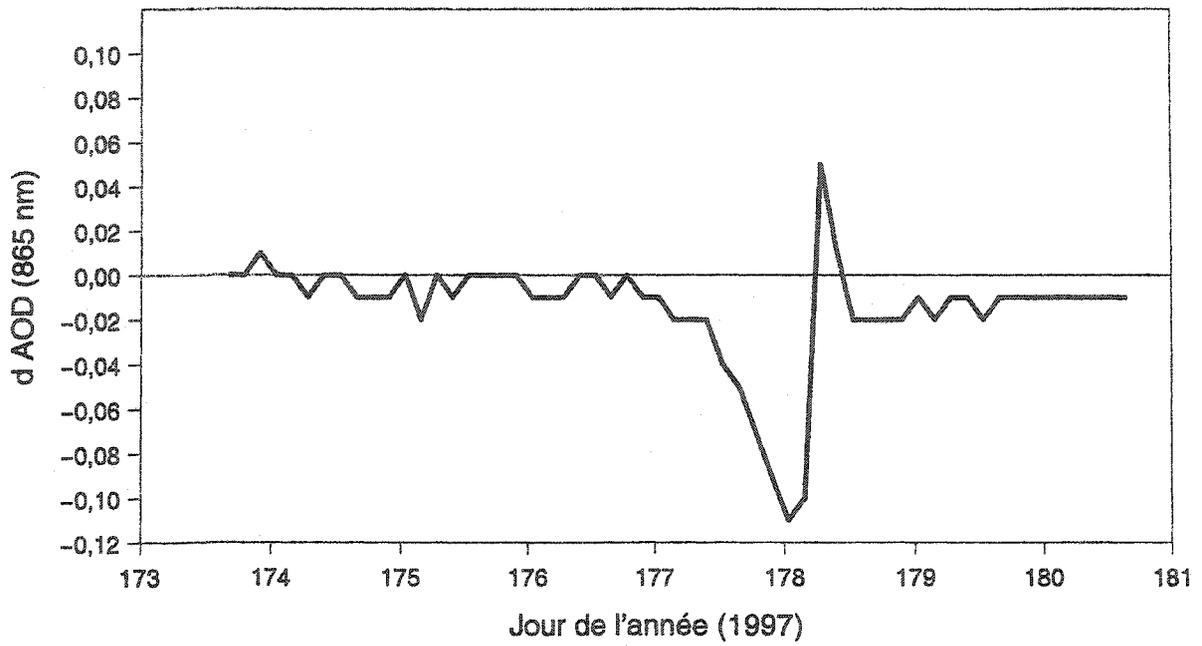
Figure 5.9: Sensibilité au schéma de lessivage humide. (a) Résidu obtenu en désactivant complètement le lessivage humide. (b) Résidu obtenu en désactivant uniquement le lessivage humide dans le nuage.

5.5 Effet de la taille de l'éponge

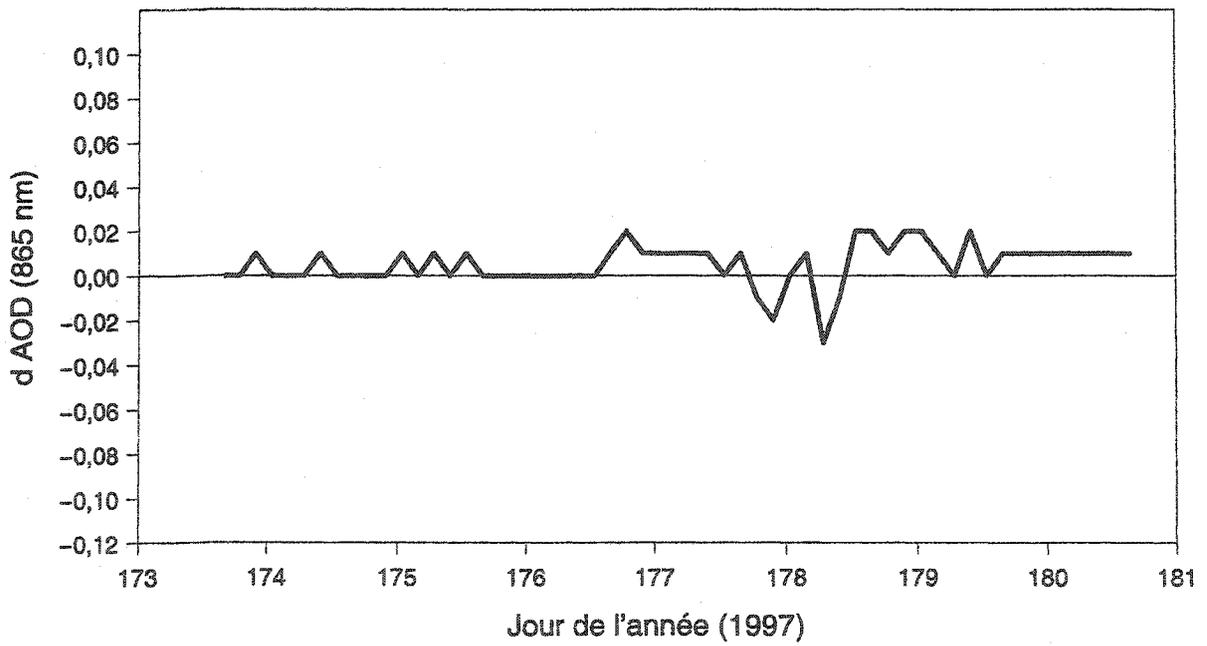
Le rôle de l'éponge consiste à alimenter les frontières du modèle avec de nouveaux aérosols au fur et à mesure que l'advection vide cette région. Nous avons discuté précédemment (section 3.3.6) des critères qui doivent guider le choix de la taille de l'éponge. Afin de mesurer l'impact du choix de cette taille sur la modélisation, nous

avons exécuté AODSEM sur un même domaine en ne faisant varier que la largeur de l'éponge. Pour ce cas, l'équation 3.25 suggère une largeur d'éponge faisant 3 cellules de $0,25^\circ$ chacun soit $0,75^\circ$. Ce choix sera considérée ici comme la référence.

Nous avons exécuté AODSEM avec une éponge nulle puis avec une éponge deux fois plus large que la référence (soit $1,5^\circ$). La figure 5.10 illustre le résidu (c.-à-d. $AOD_{\text{éponge de référence}} - AOD_{\text{éponge modifiée}}$), sur tout le domaine de l'été 1997, du profil temporel avec (a) aucune éponge et (b) avec une éponge de $1,5^\circ$ en référence au profil temporel avec l'éponge de $0,75^\circ$ pour le site du GSFC. Pour l'éponge de $1,5^\circ$, les différences sont inférieures à 0,02 ce qui signifie que l'augmentation de la zone éponge affecte faiblement l'évolution du modèle. Toutefois, lorsque l'éponge est supprimée de grandes différences sont observées ($\sim 0,1$) plus spécifiquement au jour 178. L'apparition d'un important résidu pour le jour 178 s'explique par le fait qu'un délais de 4 jours fut dans ce cas nécessaire avant que l'advection transporte les traceurs provenant de la périphérie de l'image jusqu'au site du GSFC. Ces résultats indiquent que 1- le rôle joué par l'éponge pour assurer la qualité de la modélisation est considérable, et que 2- la taille de l'éponge suggérée à la section 3.3.6 est adéquate.



(a)



(b)

Figure 5.10: Effet de la taille de l'éponge pour (a) une taille nulle et (b), une éponge de 6 cellules (1.5 deg.) de largeur soit le double de la valeur de référence.

5.6 Effet des émissions

Le rôle joué par les émissions d'aérosols est très important car elles assurent un renouvellement de la plus grande partie de la population d'aérosols en circulation. Sans les émissions, seul l'éponge peut assurer un certain niveau de renouvellement de la population d'aérosols. Nous avons effectué des simulations qui démontrent que le renouvellement par l'éponge ne permet pas d'atteindre des niveaux d'AOD acceptables. La figure 5.11 montre deux séries temporelles AODSEM sans assimilation pour le site du GSFC durant le mois de juin 1997. La première série (trait plein) représente l'exécution du modèle en considérant les émissions alors que la seconde (trait pointillé) représente l'exécution pour laquelle les émissions ont été désactivées. Dans les deux cas, une éponge périphérique de 0,75 degrés alimentée par la climatologie GADS a été utilisée. Le domaine était vide au début de la modélisation (jour julien = 152,77). Il est intéressant de noter que bien que le niveau d'AOD obtenu sans les émissions est systématiquement sous-estimé par rapport aux données AERONET, l'évolution temporelle des deux courbes suit une même tendance. Cette ressemblance est attribuable à la dynamique qui est la même dans les deux cas. Par contre la modélisation avec les émissions épouse relativement bien les observations AERONET ce qui indique le rôle crucial des émissions sur la qualité de la modélisation de la variabilité temporelle de l'AOD. En fait la corrélation entre la courbe avec émission et les données AERONET pour la période des jours 165–181 vaut 0,91 (et rms=0,05 sur le résidu entre le modèle et les données AERONET) alors que sans les émissions le coefficient de corrélation vaut 0,80 (rms de 0,10 avec un biais de sous-estimation systématique, voir figure 5.11).

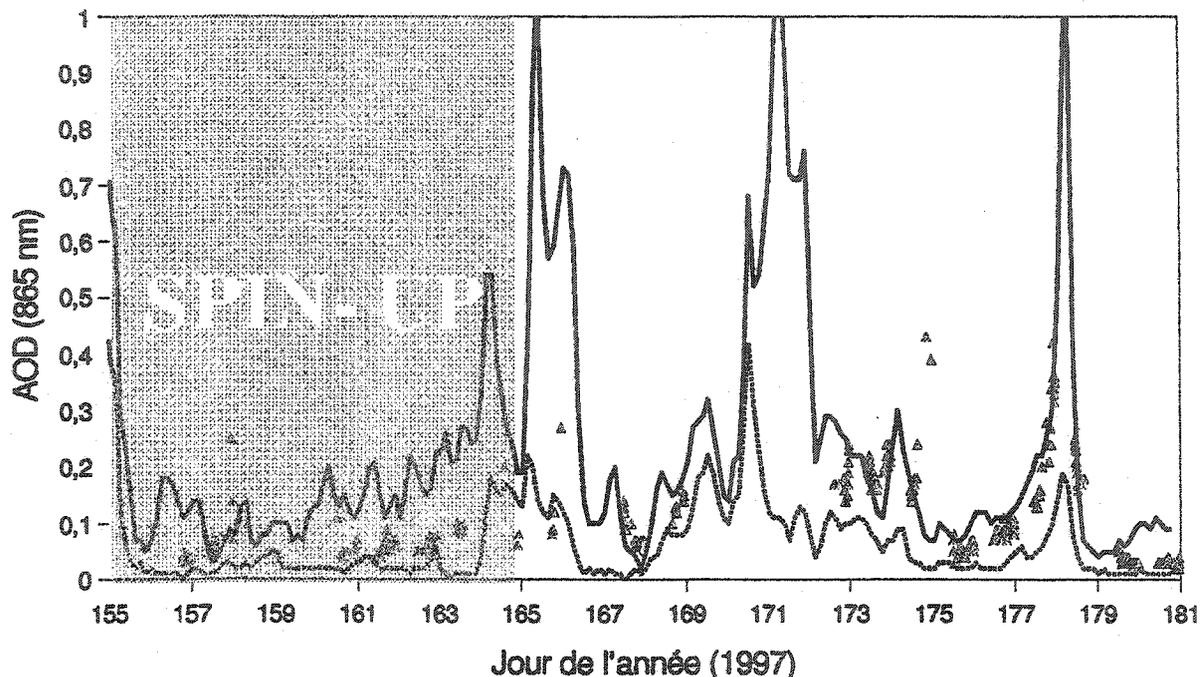


Figure 5.11: Comparaison entre la modélisation AODSEM libre avec et sans inventaire des émissions d'aérosols pour le site GSFC. La courbe pleine correspond au résultats AODSEM avec émissions alors que la courbe pointillée correspond aux résultats AODSEM sans émissions. Les triangles représentent les données AERONET disponibles pour ce site.

5.7 Variabilité temporelle de la distribution de taille

Tel que nous en avons discuté précédemment, certains processus physiques ont un impact sur la variation temporelle de la distribution de taille. Le processus de la coagulation joue un rôle important pour expliquer cette variation temporelle. Il a pour effet de réduire la proportion des aérosols de faible taille par rapport aux aérosols de plus grande taille. Comme nous avons choisi de ne pas considérer ce processus, seul l'advection, la déposition sèche et le lessivage par précipitation sous le nuage peuvent avoir un impact sur la variation de la distribution de taille des aérosols. O'Neill *et al.* (2002a) ont observé que dans le cas des panaches d'aérosols libérés par des feux de biomasse, le coefficient d'Ångström diminue avec la distance des feux ce qui peut être interprété par une augmentation de la taille des aérosols avec la distance. Selon ces auteurs, cette augmentation de la taille pourrait être occasionnée par le processus de coagulation. Même si nous ne modélisons pas ce processus,

nous avons tenté de vérifier si l'advection, la déposition sèche et le lessivage sous le nuage pouvaient expliquer en partie cette augmentation de taille en fonction de la distance à la source. Pour ce faire nous avons exécuté le modèle sans assimilation pour la période du 1^{er} au 7 août 1998 et pour un domaine couvrant le Canada et les États-Unis. Durant cette période, deux importants feux de biomasse localisés à proximité du Grand Lac de l'Ours étaient en activité. Si la distribution de taille tend à devenir plus grossières avec la distance à la source, nous devrions observer une diminution du coefficient d'Ångström avec la distance. Sur la figure 5.12, qui illustre le coefficient d'Ångström après 6 jours de modélisation, une tendance vers le bleu devrait être visible à mesure que nous nous éloignons des sources alors que l'image devrait tendre vers le rouge à proximité des sources. En effet, plus la taille des particules est grandes, plus le coefficient d'Ångström sera petit et vice versa.

L'examen de cette figure illustre clairement que dans sa version actuelle AODSEM est incapable de reproduire l'augmentation de taille avec la distance identifiée par O'Neill *et al.* (2002a). En effet, nous observons plutôt la variation de teinte inverse. Cette variation s'explique par l'action combinée de la déposition sèche et du lessivage sous le nuage qui tendent à retirer plus rapidement les grosses particules que les petites (voir figure 3.6). L'intégration du processus de coagulation à AODSEM devra donc être un axe prioritaire de développement futur du modèle afin de redresser cette situation.

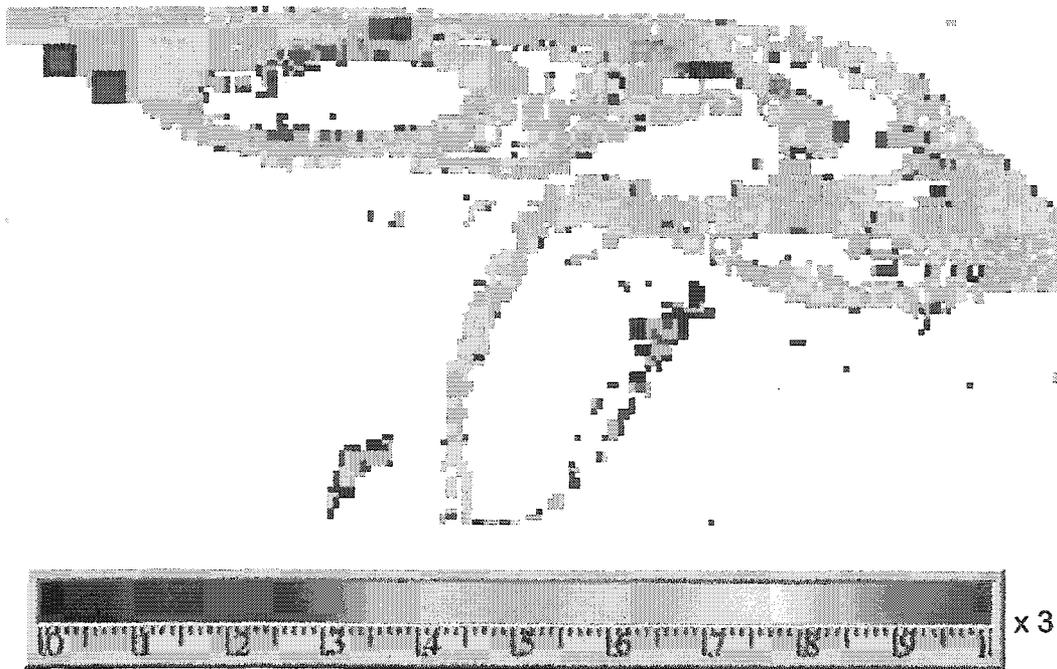


Figure 5.12: Coefficient d'Ångström (500 et 860 nm) pour le 7 août 1998 sur l'Amérique du Nord. Pour obtenir la valeur du coefficient d'Ångström il faut multiplier la valeur du code de couleur par un facteur 3. Les petites valeurs de coefficient d'Ångström correspondent à de grandes particules (zones bleues). La position des feux en activité durant cette période est indiquée par les carrés magenta.

Dans ce chapitre, nous avons soumis le modèle à un certain nombre de test pour bien cerner son comportement ainsi que pour identifier sa sensibilité à un certain nombre de ses paramètres ou processus. Nous avons pu constater que:

1. Les fortes valeurs d'humidité relative et les périodes de faibles vitesses d'advection, sont responsables des zones de fortes épaisseur optique générées par le modèle.
2. Il existe un lien important entre la résolution spatiale du modèle et la résolution temporelle minimale acceptable. Le choix d'une résolution temporelle trop fine favorise le phénomène de la diffusion numérique.
3. La durée d'initialisation du modèle doit être supérieure à une semaine afin que celui-ci puisse atteindre son état d'équilibre en terme de niveau d'épaisseur optique moyen.

4. Le choix d'une taille minimale de l'éponge est très importante pour assurer le maintien de ce niveau d'épaisseur optique moyen.
5. Le lessivage constitue une correction mineure au modèle et le lessivage sous le nuage a un effet négligeable sur les épaisseurs optiques modélisées.
6. L'évolution de la distribution de taille des particules prédite par AODSEM ne permet pas d'expliquer le comportement mesuré.

Bien que l'étude de sensibilité ait apporté de précieuses informations sur le comportement du modèle, cette étude ne serait pas complète sans la réalisation d'expériences de validations. Ces expériences seront décrites dans le prochain chapitre.

CHAPITRE 6

LES EXPÉRIENCES DE VALIDATION

Les expériences de validation ont été élaborées pour tester les performances de AODSEM avec et sans assimilation sous diverses conditions d'utilisation en s'assurant de la disponibilité d'un maximum de données AERONET et satellitaires. Nous avons mis sur pied deux expériences de validation très différentes. La première expérience est effectuée à l'échelle du continent sur une période de très forte activité de feux de forêts qui ont touché le nord-ouest canadien durant l'été 1998. Cette expérience permet de mesurer le potentiel de AODSEM pour la modélisation d'événements de pollution ponctuels ainsi que sa fiabilité pour la modélisation à faible résolution spatiale. Pour la seconde expérience, nous avons plutôt opté pour une modélisation à l'échelle régionale (haute résolution) sur une période de faible activité des feux de forêts (durant l'été 1997) afin d'évaluer le potentiel de l'utilisation de l'inventaire des émissions standard (GEIA et sels marins) dans de tels cas. Un aperçu des domaines de modélisation respectifs est illustré à la figure 6.1.

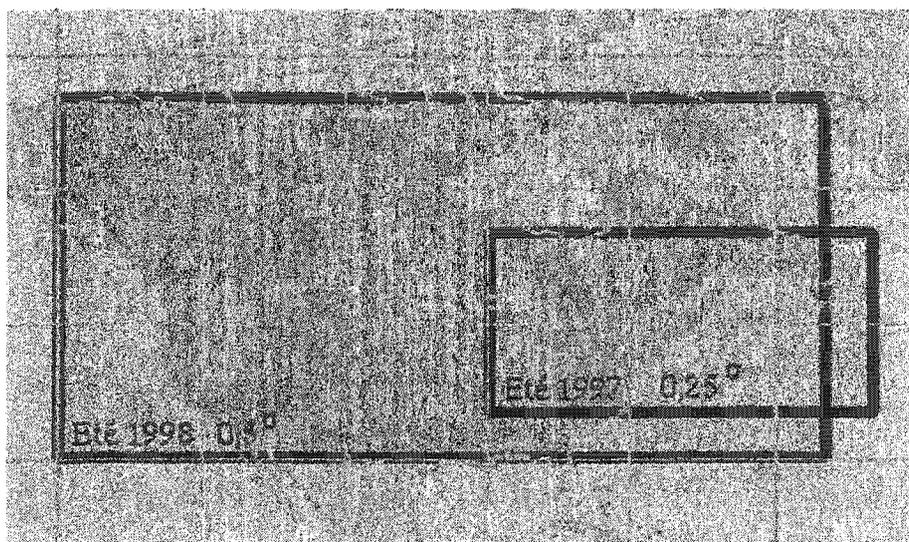


Figure 6.1: Domaines de modélisation utilisés pour les deux expériences de validation du progiciel AODSEM.

Dans les lignes qui suivent, nous nous attardons à décrire plus à fond chacune des deux expériences de validation, en énonçant leurs objectifs respectifs et en décrivant la disponibilité et les limites associées aux données utilisées.

6.1 Objectifs de l'expérience de validation des feux canadiens de 1998

Nous avons élaboré cette expérience de validation dans le but de tester les capacités de AODSEM à reproduire l'évolution spatiale et temporelle des panaches libérés par les feux de forêts canadiens. Cette mise à l'épreuve de AODSEM fait intervenir une comparaison des données AERONET et TOMS (*Total Ozone Mapping System*; Hsu *et al*, 1999) avec 1- les résultats d'une modélisation sans assimilation, et avec 2- une exécution où les Valeurs Positives de l'Indice d'Aérosol TOMS (VPIA TOMS) ont été assimilées. Nous pourrions ainsi évaluer la qualité de la dynamique du modèle ainsi que le potentiel de l'assimilation de données pour compenser les erreurs propres au modèle et à l'inventaire des émissions.

6.1.1 Domaine de modélisation

Nous avons choisi le domaine géographique de modélisation de façon à inclure les héliophotomètres disponibles ainsi que les principaux feux identifiés comme étant

actifs durant les deux premières semaines du mois d'août 1998. Cette période a connu de très fortes injections de fumée dues à des feux de forêts situés principalement au Manitoba, en Saskatchewan ainsi que dans les territoires du nord-ouest. Ces panaches de fumée furent détectés sur les images acquises par le capteur TOMS. Cette forte injection de fumée coïncide aussi avec une augmentation substantielle du nombre de feux détectés à l'aide du capteur AVHRR (figure 6.2). Le domaine de modélisation est couvert par une matrice horizontale de 80 x 160 pixels (taille maximale permise dans AODSEM 1.0) de 0,5°x0,5° soit un domaine d'environ 4000 km x 6000 km s'étendant du sud-ouest (30°N, 135°O) au nord-est (69,5°N, 55,5°O). Ce domaine, qui couvre le Canada et une grande partie des États-Unis, est illustré à la figure 6.3. Conséquemment à la résolution de 0,5°, nous avons du utiliser un pas de calcul de 3 heures afin de restreindre la diffusion numérique (voir section 5.2).

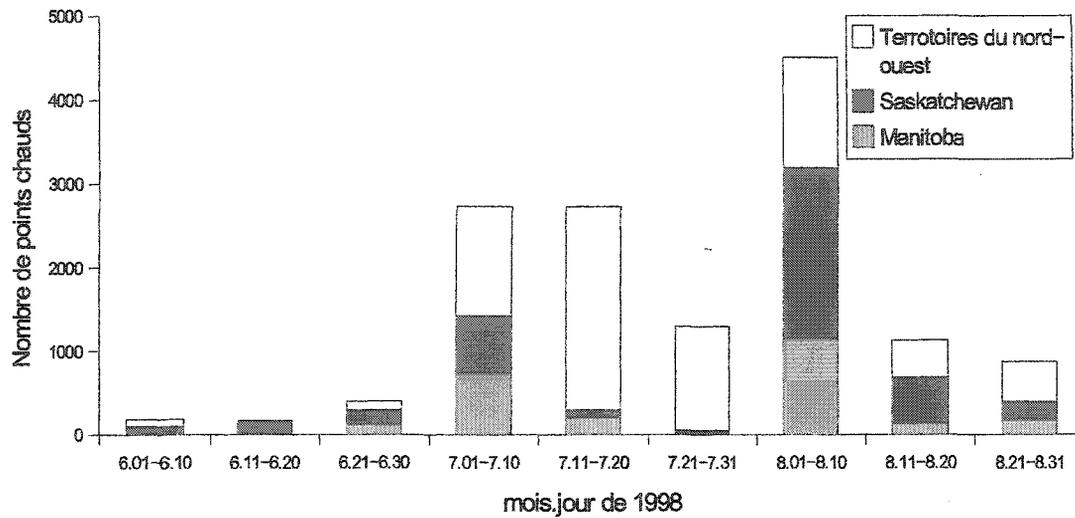


Figure 6.2: Évolution temporelle du nombre de feux par période de 10 jours au cours de l'été 1998 tels que détectés à l'aide des images AVHRR (Centre canadien de télédétection).

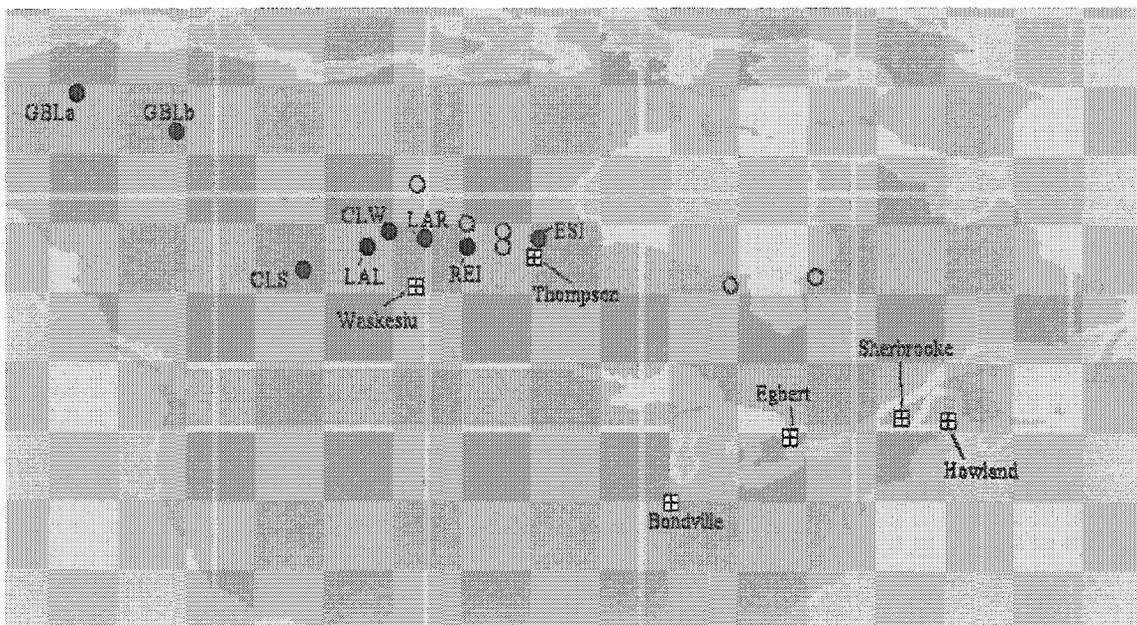


Figure 6.3: Domaine de modélisation utilisé pour l'expérience des feux canadiens de 1998. Résolution spatiale=0,5°, taille de matrice=80x160. La position des photomètres solaires au sol est indiquée par les carrés blancs. Les cercles correspondent aux foyers d'incendies actifs durant la période du 1^{er} au 12 août 1998. Les cercles rouge représentent le feux qui ont été incorporés dans AODSEM en raison de leur plus grande intensité.

6.1.2 Jeu de données et réduction

Durant les deux premières semaines du mois d'août 1998, des images TOMS, AVHRR ainsi que des séries temporelles AERONET (Waskesiu, Thompson, Bondville, Egbert, Sherbrooke) et MFRSR (Howland) ont été acquises et constituent une imposante base de donnée (O'Neill *et al.*, 2002a). Les images TOMS fournissent une information spatiale précieuse sur la répartition des aérosols, alors que les données des héliophotomètres permettent un suivi temporel de l'AOD à une fréquence de 15 minutes. Les images AVHRR ont été utilisées pour générer l'inventaire des sources de fumées. Nous disposons d'environ une image par capteur satellitaire par jour sur le domaine étudié. La position de chaque héliophotomètre est donnée au tableau 6.1 et est reportée sur la figure 6.3. Ce tableau permet aussi de visualiser rapidement les périodes de disponibilité des données pour chacun des héliophotomètres (cases grises). Nous pouvons constater que les photomètre Thompson et Waskesiu montrent la meilleure couverture temporelle.

Tableau 6.1: Héliophotomètres en opération sur le domaine

Héliophotomètre	Réseau	Latitude (deg.)	Longitude (deg.)	Disponibilité des données (août 1998)											
				gris = données disponibles											
				1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Bondville	AERONET	40,03	-88,22												
Egbert	AERONET	44,23	-79,78												
Howland	MFRSR	45,21	-68,71												
Sherbrooke	AERONET	45,37	-71,92												
Thompson	AERONET	55,78	-97,83												
Waskesiu	AERONET	53,92	-106,07												

Le premier défi posé par cette expérience consiste à dégager, identifier et classifier les principaux feux en activité pour construire la base de donnée d'émissions. Pour ce faire, nous avons d'abord utilisé les images VPIA TOMS qui mettent en évidence les principaux panaches. Durant l'été 1998, le capteur TOMS était embarqué sur le satellite *Earth Probe* situé sur une orbite héliosynchrone à 740 km d'altitude. Au nadir, la résolution spatiale du capteur était de 38 km x 38 km. Les bandes utilisées

pour détecter l'ozone (308.6, 312.5, 317.5, 322.4, 331.3, et 360.0 nm) ont une largeur nominale de 1,1 nm. La détection des aérosols avec TOMS repose sur le fait que la luminance mesurée dans les canaux 331,3 et 360,0 est peu affectée par la présence d'ozone (Hsu *et al.*, 1996) et significativement perturbée par l'atténuation des aérosols. L'indice d'aérosol (IA) est calculé à partir de ces canaux selon l'équation ci-dessous (Hsu *et al.*, 1999).

$$IA = -100 \left(\log_{10} \left(\frac{I_{331}}{I_{360}} \right)_{mesu} - \log_{10} \left(\frac{I_{331}}{I_{360}} \right)_{calc} \right) \quad (6.1)$$

I_{mesu} est la radiance rétrodiffusée mesurée par TOMS à la longueur d'onde donnée et I_{calc} est la radiance calculée à l'aide d'un code de transfert radiatif simulant la diffusion de Rayleigh. L'IA TOMS est représentatif du contenu en aérosol situés au-dessus des nuages ou par temps clair entre 1 km et le sommet de l'atmosphère (Herman, 2001). Un exemple d'image de la Valeur Positive de IA TOMS (VPIA TOMS) est donné à la figure 6.4 (b). Le VPIA TOMS correspond aux aérosols absorbants et constitue donc un bon indicateur pour la détection de la suie telle que dégagée par la combustion de biomasse.

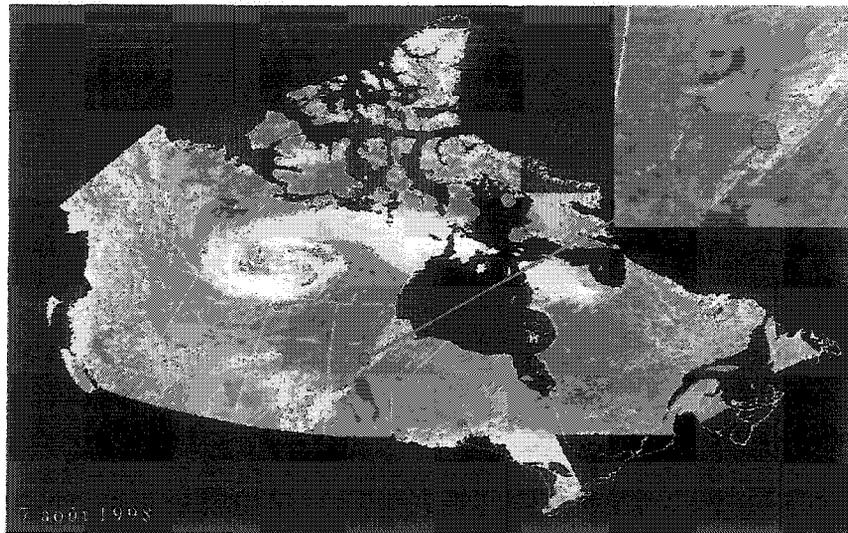
La création de fichiers d'animation avec l'ensemble des images VPIA TOMS disponibles a permis d'associer un certain nombre de panaches avec leurs sources probables. Une première classification de l'intensité de ces sources a été établie selon l'importance relative du panache TOMS associé. Nous avons ensuite utilisé les composés colorés AVHRR (ex. figure 6.4 (a)) qui mettent en évidence les feux et les panaches de fumée dans les régions de ciel dégagé et plus près des sources d'émissions que TOMS puisque AVHRR est plus influencé par les aérosols de basse altitude.

Nous avons ainsi tenté de déterminer approximativement la période d'activité des principaux feux ainsi que leurs intensités journalières relatives. Cette intensité relative est estimée en comparant l'importance des panaches AVHRR observés à proximité de chacun des feux. Nous avons associé une intensité relative de 100 au feu le plus intense. L'intensité des autres feux est estimée en prenant le rapport de la surface du

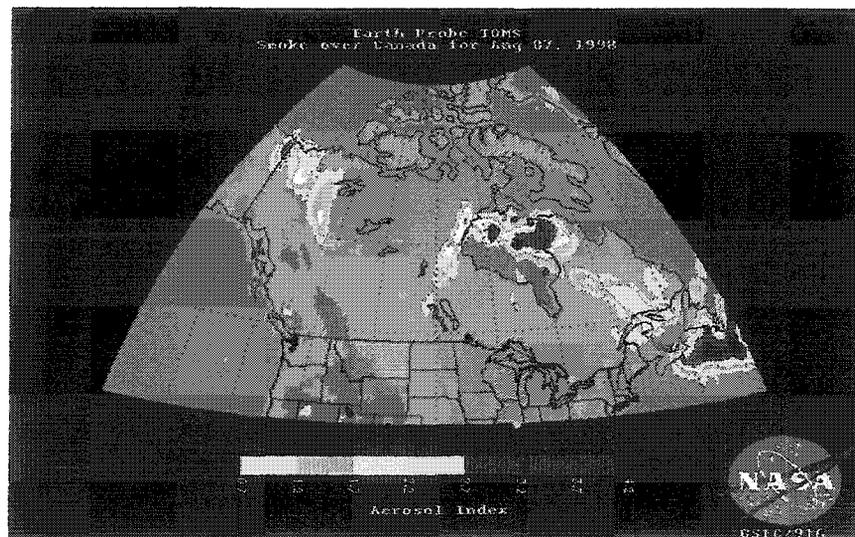
panache sur l'image AVHRR par rapport à la surface couverte par le panache associé au feu le plus intense (toujours sur l'image AVHRR). Les résultats de cette analyse sont présentés dans le tableau 6.2.

De ces résultats nous avons dégagé que l'événement de feux peut être séparé de façon grossière en deux périodes distinctives soit dans un premier temps une forte activité sur deux foyers d'incendies situés dans la région du Grand Lac de l'Ours (sites GBLa et GBLb, voir fig. 6.3) du 1^{er} au 8 août que nous nommerons « feux du nord » (zone bleue du tableau 6.2) suivie d'une série de plusieurs feux d'intensité moindre situés plus au sud et en activité du 4 au 12 août (sites NWT, ESI, SSI, SLL, LAL, REI, LAR, CLW, et CLS) ci-après nommés « feux du sud » (zone verte du tableau 6.2).

Si nous admettons que la quantité d'aérosols injectée est proportionnelle à la somme des intensités journalières sur toute la période, nous pouvons établir, d'après les données du tableau 6.2, que les feux du nord ont injecté à peu près deux fois plus d'aérosols que les feux du sud. Ce rapport est compatible avec la taille des panaches associés à chacun des événements tels qu'observés avec TOMS (figure 6.5) ce qui vient valider en quelque sorte les intensités relatives estimées avec AVHRR. La hauteur d'injection des fumées est difficile à établir car nous ne disposons pas des données nécessaires. Afin de clarifier ce point nous avons choisis de produire une nouvelle exécution du modèle pour chaque niveau vertical d'injection possible dans AODSEM. Les aérosols sont donc injectés dans une seule couche verticale à la fois. La comparaison des panaches ainsi obtenus avec les images TOMS devrait nous permettre d'identifier le ou les niveaux d'injection les plus vraisemblables.



(a)

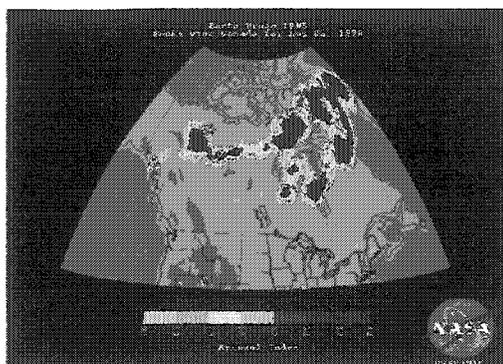


(b)

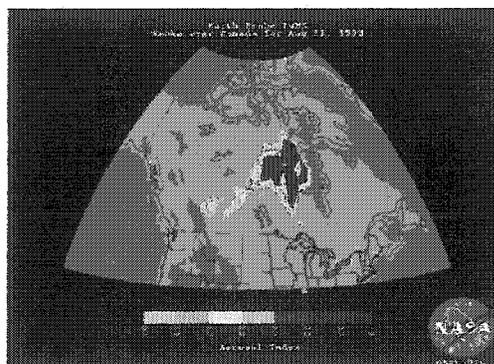
Figure 6.4: Images AVHRR et TOMS pour le 7 août 1998. L'image AVHRR en (a) est un composé coloré fabriqué en utilisant les mesures de réflectance dans le canal 1 (visible) et le canal 2 (proche infra-rouge) du capteur AVHRR (Li et al., 2001). Les feux y paraissent rouges alors que les panaches de fumées sont plutôt jaune-orangés. L'image TOMS en (b) illustre les panaches de feu (selon le code couleur IA situé au bas de la figure) et les stations AEROCANIAERONET (points orangés) superposés sur une carte d'occupation du sol (vert / brun).

Tableau 6.2: Description principaux feux répertoriés sur le Canada pour les deux premières semaines du mois d'août 1998.

Nom	Latitude (deg)	Longitude (deg.)	Intensité relative par jour (août 1998)											
			1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
GBLa	66	-130	20	50	50	20	0	70	50	10	0	0	0	0
GBLb	64	-123	0	0	70	100	100	50	10	5	0	0	0	0
NWT	61	-105	0	0	0	10	5	10	0	0	0	0	5	0
ESI	57	-98	0	0	0	5	15	25	25	5	0	0	0	0
SSI	57	-100	0	0	0	5	0	0	0	0	0	0	0	0
SLL	55	-114	0	0	0	0	0	10	0	0	0	30	10	0
LAL	57	-109	0	0	0	0	5	10	5	0	10	5	10	0
REI	57	-103	0	0	0	0	5	10	0	0	0	0	0	0
LAR	57	-106	0	0	0	0	0	10	0	0	10	5	10	0
GLW	58	-108	0	0	0	0	0	5	5	5	10	5	10	5
CLS	57	-107	0	0	0	0	0	0	10	10	10	20	0	0



(a)



(b)

Figure 6.5: Comparaison de la taille du panache libérés par (a) les feux du nord et (b) les feux du sud (b) tels que détectés par TOMS.

Hsu *et al.* (1999) ont observé que pour un événement de pollution donné, le IA TOMS peut être relié à l'épaisseur optique AERONET totale à 440 nm ou 380 nm par une simple relation linéaire. Les coefficients de corrélations typiques obtenus pour des fumées de feux africains et sud américains sont de l'ordre de 0,8. Dans le but d'effectuer l'assimilation de données sur les épaisseurs optiques dérivées des images TOMS, nous avons tenté d'établir une relation similaire entre l'indice d'aérosol TOMS et l'épaisseur optique AERONET à 440 nm pour le cas particulier des feux canadiens du 1^{er} au 12 août 1998. Nous avons adopté une approche identique à celle présentée par Hsu *et al.* (1999). Les résultats de cette comparaison sont illustrés à la figure 6.6. Cette figure a été produite en effectuant la lecture de l'IA

TOMS sur les pixels correspondant le mieux à la position de chaque photomètre solaire. Comme la résolution spatiale du produit IA TOMS (1°) ainsi que sa fréquence d'acquisition ne sont pas comparables au champ de vision et à la fréquence d'acquisition AERONET nous avons choisi de filtrer les données AERONET de façon à rejeter toute donnée AERONET qui s'éloigne de plus de 30 minutes de l'heure d'acquisition TOMS. Nous avons aussi limité l'échantillonnage quant à la production de la courbe de calibrage de l'AOD vs l'IA aux zones pour lesquelles la réflectance TOMS (360 nm) est inférieure à 20% afin de sélectionner presque uniquement des pixels sans nuages.

Le seuil de réflectance pour filtrer les nuages doit typiquement être 12% supérieur à la réflectance de la scène (Herman, 2001). À 360 nm, l'océan possède une réflectance d'environ 4% alors que des sols relativement brillants tels que le désert du Sahara peuvent atteindre une réflectance de 10%. Le choix d'un seuil à 20% est donc bien adapté pour les surfaces terrestres puisque ces dernières auront en général une réflectance inférieure à 10%. Nous avons dû mettre au point ce filtre de nuages puisque les données TOMS originales ne contenaient pas cette information.

La droite de régression appliquée aux données restantes possède une pente de $-0,18$ et une ordonnée à l'origine de $0,35$ ($y = -0,18x + 0,35$). Le coefficient de corrélation entre les deux jeux de données vaut $r = -0,22$. Une telle valeur de r indique que la régression linéaire n'est pas beaucoup de sens dans ce cas. Pour les feux africains et sud-américains, Hsu *et al.* (1999) ont obtenu des coefficients de corrélation compris entre 0,75 et 0,86 et les pentes sont toujours positives. La difficulté rencontrée pour établir une relation entre IA TOMS et AERONET peut être expliquée par le fait qu'aucune donnée AERONET ne peut être associée à un IA TOMS supérieur à 1, en d'autres termes la gamme dynamique des mesures disponibles est très limitée. Hsu *et al.* (1999) ont en effet généralement une gamme dynamique de IA TOMS de -1 à 4 . Si nous sélectionnons seulement les valeurs IA TOMS comprises entre -1 et 1 dans la base de données de Hsu *et al.* (1999) nous pouvons en effet constater que les nuages de points obtenus sont peu corrélés. D'autre part, selon Herman (2001), la relation est probablement plus complexe aux

hautes latitudes que la simple linéarité observée pour les basses latitude. Cette complexité de la relation entre le IA TOMS et les valeurs AERONET peut s'expliquer par le fait que les valeurs considérées ne sont pas nécessairement toutes reliées à l'événement de feux mais peuvent en bonne partie correspondre à des aérosols continentaux (principalement des sulfates non absorbants) présents même en l'absence de feux. Il est difficile d'établir avec certitude les périodes où l'AOD mesurée par un photomètre est directement influencée par la fumée. D'autre part, les valeurs négatives du IA sont dues à la présence d'aérosols non absorbants mais sont aussi très sensibles à la présence de nuages aux hautes latitudes (Herman, 2001). C'est pourquoi il serait préférable de ne considérer que les valeurs positives du IA lors d'une comparaison des panaches TOMS et AODSEM. Malheureusement, le faible nombre de couple de données TOMS-AERONET correspondant à un IA positif (seulement 6) et leur faible gamme dynamique (0-1) interdit toute détermination d'une droite de régression fiable.

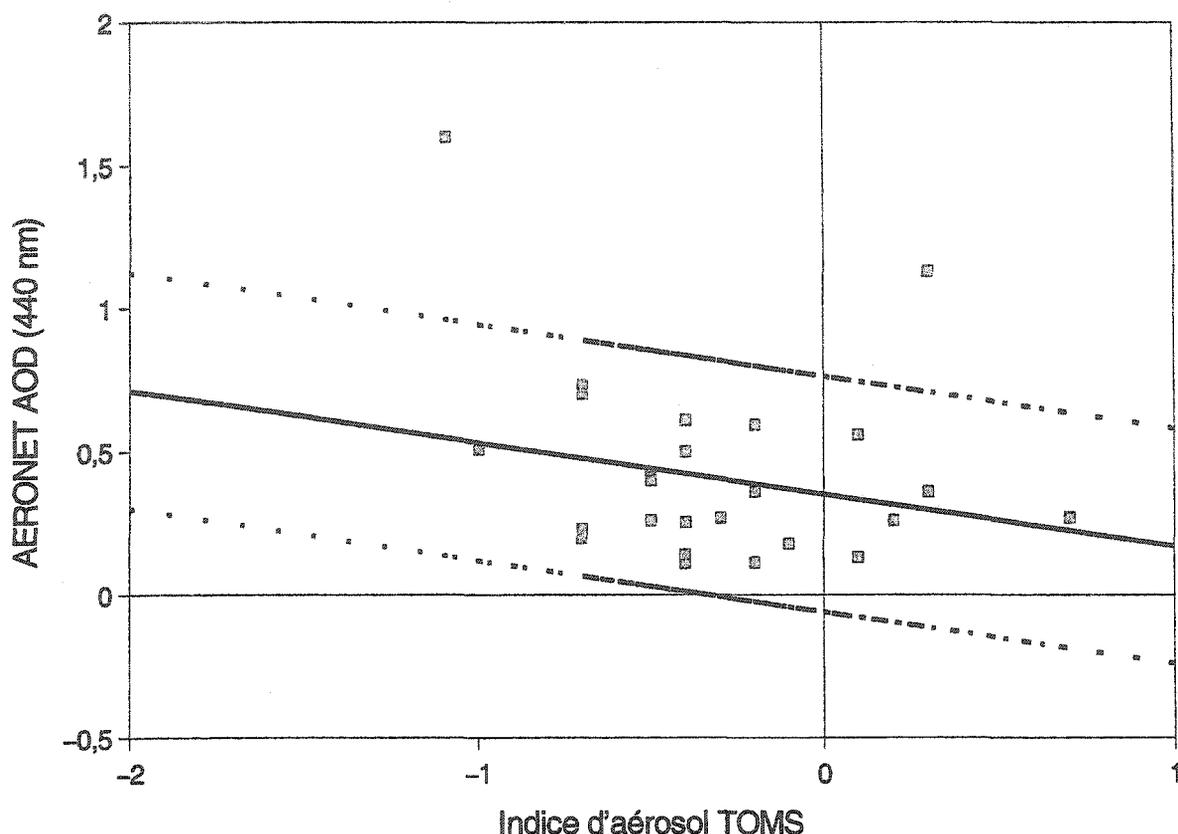


Figure 6.6: Comparaison entre l'indice d'aérosol TMS et l'AOD AERONET à 440 nm durant les deux premières semaines du mois d'août 1998. La ligne continue représente la droite de régression sur les données ($y = -0,18 x + 0,35$). Les lignes pointillées définissent la limite d'erreur avec 80% de niveau de confiance, soit $1,28 \sigma$. Le coefficient de corrélation vaut $r = -0,22$.

Les résultats de cette première expérience de validation seront décrits au chapitre 7. La présente section avait pour objet une description des objectifs et particularités de cette expérience.

6.2 Objectifs de l'expérience de validation de l'été 1997

Nous avons élaboré cette expérience afin de valider la qualité de la modélisation AODSEM pour une période de faible activité de feux de forêts. Nous pourrions ici tester la justesse des épaisseurs optiques modélisées en considérant uniquement les émissions standard du modèle (GEIA et sels marins). Durant cette expérience, la contribution des émissions épisodiques était minime car la période choisie a été faiblement touchée par les feux de forêts (voir figure 6.9).

6.2.1 Domaine de modélisation

Comme le domaine de modélisation contient tous les types d'émissions pris en compte par AODSEM (aérosols carbonés, sulfates et sels marins) et qu'il est éloigné des feux du nord-ouest canadien il est particulièrement bien adapté à la validation de l'inventaire des émissions standard du modèle. Le domaine couvre la région des grands lacs, la côte Est des États-Unis et est en bonne partie occupée par une surface océanique (voir figure 6.7). Nous avons choisis une résolution spatiale de $0,25^\circ$ sur 80×160 pixels soit un domaine d'environ $2000 \text{ km} \times 3000 \text{ km}$ qui s'étend du sud-ouest (35°N , 90°O) au nord-est ($54,75^\circ\text{N}$, $50,25^\circ\text{O}$). Ce domaine comprend des régions rurales, d'importantes zones d'émissions anthropiques (régions urbaines et industrielles) ainsi que des zones maritimes. Les émissions de poussières ne sont pas prises en compte par AODSEM mais notre domaine est éloigné des régions désertiques de l'Amérique du nord. Compte tenu de la résolution de $0,25^\circ$, nous avons utilisé un pas de calcul de 3 heures ce qui est largement au dessus de la limite qui permet de restreindre la diffusion numérique (voir section 5.2). Le domaine géographique choisi est situé à une distance respectable des Territoires du nord-ouest et de la Saskatchewan qui contribuent en moyenne à environ 50% de la surface brûlée par les feux de forêts au Canada (voir figure 6.8). De plus, il est intéressant de mentionner que selon la statistique fournie par le service canadien des forêts et présentée à la figure 6.8, plus de 75% de la surface totale brûlée au Canada est située à l'extérieur du domaine de modélisation.

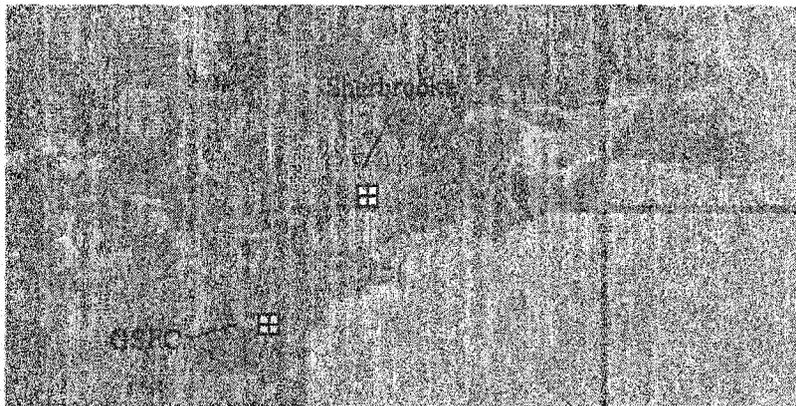


Figure 6.7: Domaine de modélisation utilisé pour l'expérience de l'été 1997. Résolution spatiale=0,25°, taille de matrice=80x160. La position des photomètres solaires au sol est indiquée par le centre des carrés blancs.

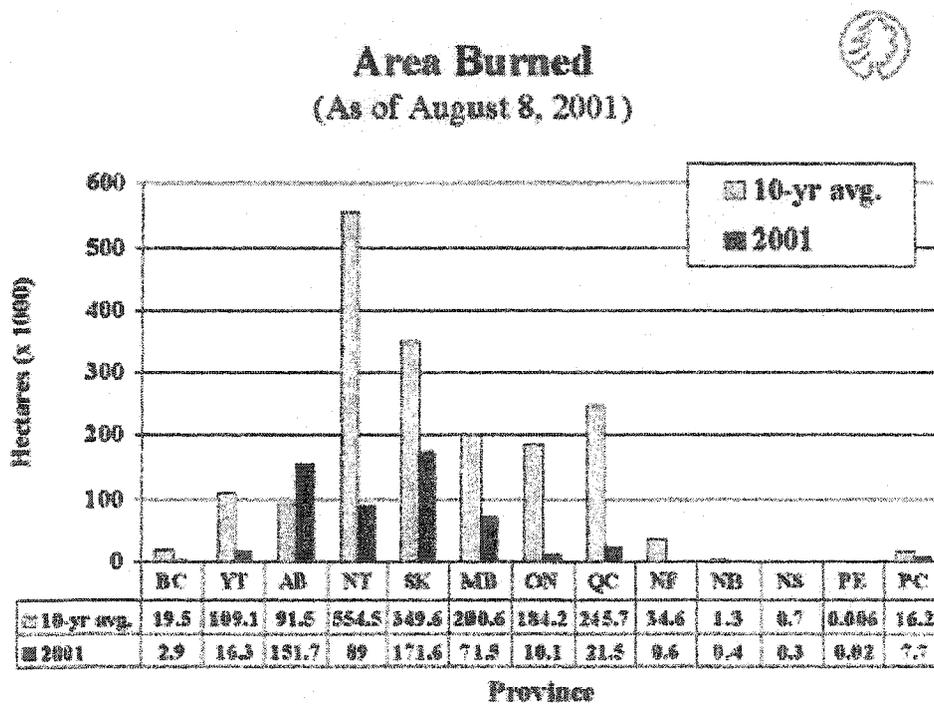


Figure 6.8: Statistiques canadienne de la moyenne annuelle de surface brûlée par province sur 10 années (1991–2001) compilée par le service canadien des forêts.

La date de modélisation choisie minimise la contribution des feux de forêts au bilan des aérosols émis. Les statistiques annuelles du nombre de feux détectés sur l'ouest canadien (Colombie Britannique, Alberta, Saskatchewan, Manitoba, Yukon, Territoires du nord-ouest, Nunavut) sont illustrées à la figure 6.9. Cette figure permet de constater que l'été 1997 a connu une activité de feux de forêts particulièrement faible, ce qui rend cette période idéale pour réaliser notre étude.

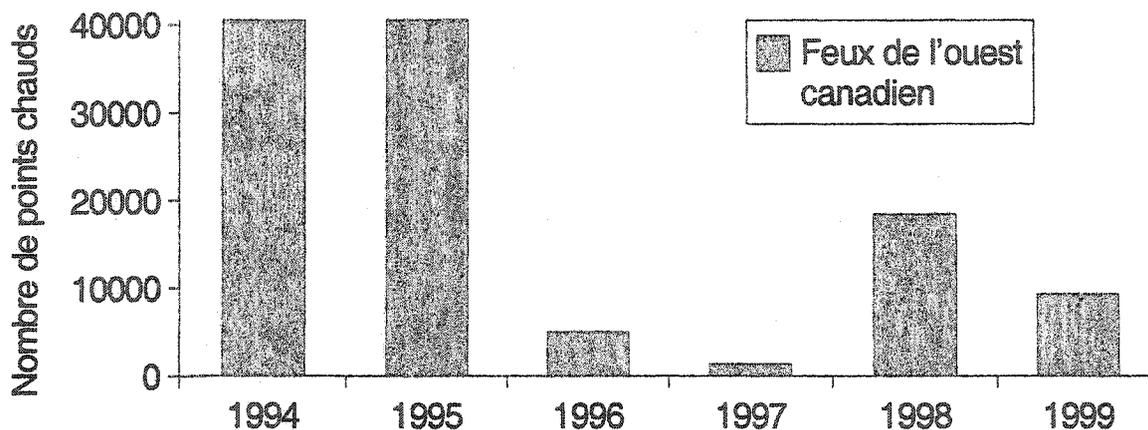


Figure 6.9: Statistiques annuelles du nombre de feux observés sur l'ouest canadien. Adapté de O'Neill et al., 2002a.

6.2.2 Jeu de données et réduction

Le choix de la période de modélisation n'a pas été dicté par la recherche d'une faible activité des feux de forêts mais plutôt par la disponibilité des données d'AOD provenant de l'inversion des images délivrées par le capteur POLDER embarqué sur la plate-forme satellitaire ADEOS-1. ADEOS-1 était en opération de novembre 1996 jusqu'à la fin juin 1997 avant de cesser prématurément ses activités suite à une défaillance. POLDER est constitué d'un capteur matriciel à transfert de charge (CCD, *charge coupled device*) opérant dans le visible et le proche infrarouge. Il permet l'acquisition presque simultanée d'une série d'images avec une résolution de 6 x 7 km au nadir permettant d'observer une cible sous 13 angles de visée différents. Le capteur est muni d'une roue à filtre permettant l'observation sous neuf canaux répartis entre 443 et 910 nm. Les canaux 443, 670 et 865 nm sont pourvus de filtres polarisants. La luminance polarisée est plus sensible à la présence des aérosols que la luminance non-polarisée selon l'équipe scientifique en charge de POLDER. La contribution des aérosols à la radiation polarisée est d'abord estimée en corrigeant pour la diffusion moléculaire et pour la contribution de la surface. La connaissance de la contribution de la surface passe par la détermination de la fonction de réflectance bidirectionnelle polarisée (FRBP). Le traitement des séries temporelles POLDER a permis de réaliser un modèle de FRBP pour la surface terrestre (Nadal et Bréon,

1999). Cette connaissance de la FRBP permet de réaliser l'inversion qui conduit à la détermination de l'épaisseur optique des aérosols et du coefficient d'Ångström. Ces deux paramètres optiques sont déterminés à partir des canaux polarisés à 670 et 865 nm, et l'épaisseur optique est donnée pour une longueur d'onde de 865 nm.

Comme les données POLDER du mois de juin présentaient un bon taux de couverture spatiale et temporelle nous avons retenu cette période pour réaliser l'expérience de l'été 1997. Les données POLDER serviront de base de donnée pour l'assimilation des épaisseurs optiques. Comme les inversions POLDER sur la terre ne sont pas encore validées, nous avons d'abord procédé à leur validation avec les données d'AOD provenant des sites AERONET.

Le résultat de cette validation est présenté à la figure 6.10. Le faible coefficient de corrélation obtenu ($r=0,13$) entre les deux jeux de données limite grandement l'usage fiable des inversions POLDER pour l'assimilation. Nous avons utilisé les données qui ont servies à produire la figure 6.10 pour calculer le résidu moyen $\langle \Delta \tau_a \rangle$ et l'écart type σ entre les données AERONET et POLDER. Le résidu $\langle \Delta \tau_a \rangle$ est défini comme la valeur absolue de la moyenne des différences entre les deux bases de données (c.-à-d. $|AOD_{AERONET} - AOD_{POLDER}|$) alors que σ représente la variance de $\langle \Delta \tau_a \rangle$ autour de la moyenne du résidu.

Cette étude révèle que $\langle \Delta \tau_a \rangle = 0,03$, $\sigma = 0,09$ et donc qu'il y a une assez grande variation aléatoire autour d'une sous-estimation systématique de POLDER versus AERONET. La valeur de σ est grande mais demeure tout de même du même ordre de grandeur que les erreurs caractéristiques associées aux inversions AVHRR sur les cibles sombres qui sont de d'ordre de 0,1 (Kaufman *et al.*, 1988). Malgré la faible corrélation entre AERONET et POLDER, nous allons tout de même tenter la production d'analyses de l'AOD en effectuant l'assimilation des données POLDER. Cette étude permettra d'évaluer le potentiel de données imprécises pour l'assimilation dans le modèle.

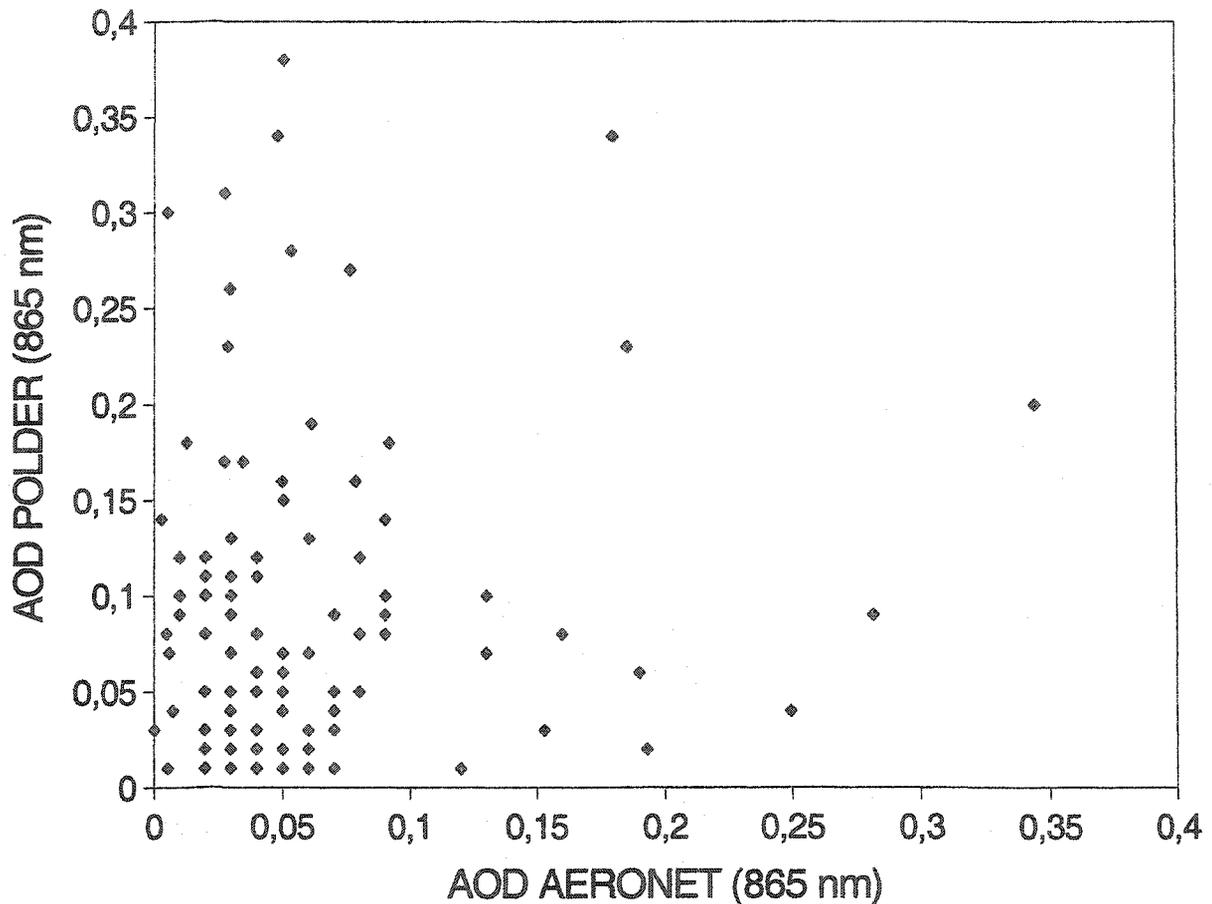


Figure 6.10: Comparaison entre les AOD POLDER et AERONET (Vachon, 2000) $r=0,13$ indique clairement le fait que la qualité des données POLDER limite leur usage pour l'assimilation dans AODSEM.

Le domaine de modélisation comprend deux photomètres solaires qui étaient actifs durant cette période (Sherbrooke et GSFC). Nous utiliserons les données délivrées par ces instruments pour valider les profils temporels AODSEM pour ces deux sites. La position géographique de chaque photomètre ainsi que la disponibilité des données pour chaque jour du mois de juin 1997 sont données dans le tableau 6.3. Les zones grises du tableau indiquent que les données sont disponibles.

Tableau 6.3: Héliophotomètres en opération sur le domaine

Site	Niveau	Latitude (deg.)	Longitude (deg.)	Disponibilité des données (juin 1997)																			
				1	15	30																	
GSFC	niveau 2	39,01	-76.87																				
Sherbrooke	niveau 1	45,37	-71,92																				

Pour le site du GSFC nous avons utilisé les données filtrées de niveau 2. Les données AERONET sont distribuées en trois niveaux qui diffèrent par le filtrage des nuages. Le niveau 1 correspond aux données non filtrées alors que le niveau 1.5 est le niveau qui a subi la procédure de filtrage automatique décrite par Smirnov *et al.*, 2002. Le niveau 2 correspond enfin à l'ajout d'un filtrage manuel appliqué aux données du niveau 1.5 ainsi qu'un nouveau calcul des épaisseurs optiques en utilisant une droite de régression temporelle entre les anciens et les nouveaux facteurs de calibrage.

Pour le site de Sherbrooke, seuls les niveaux de traitement 1 et 1.5 sont disponibles durant cette période. Nous avons préféré utiliser les données du niveau 1 car nous avons constaté certaines irrégularités dans la chaîne de traitement du niveau 1.5 par comparaison des données du niveau 1 avec les données du niveau 1.5. Ces anomalies sont illustrées à la figure 6.11 pour les jours 174 à 182 de 1997 (23 juin au 1^{er} juillet 1997) et pour le site de Sherbrooke. Le filtre semble trop sélectif, car des données tout à fait convenables sur le niveau 1 sont absentes du niveau 1.5 (petites ellipses fig. 6.11). De plus nous avons remarqué que l'algorithme de filtrage crée des artefacts (triangle gris fig. 6.11 (b)). Nous avons donc décidé de ne pas faire usage du niveau AERONET 1.5. Nous nous attendons à la possibilité que les corrélations entre le modèle et les données AERONET pour le site de Sherbrooke soient nettement inférieures aux corrélations pour le site du GSFC car nous avons utilisé les données brutes pour Sherbrooke alors que les données de niveau 2 ont été utilisées pour le site GSFC. Il convient de rappeler que la version 1.0 de AODSEM ne permet pas de distinguer les zones nuageuses et par le fait même nous ne pouvons pas exclure les données correspondantes lors de la comparaison à AERONET. Donc si nous utilisons des données AERONET non filtrées pour les nuages, nous nous exposons à une comparaison inadéquate des deux bases de données (AERONET vs

AODSEM) ce qui entraîne la possibilité une diminution de la corrélation.

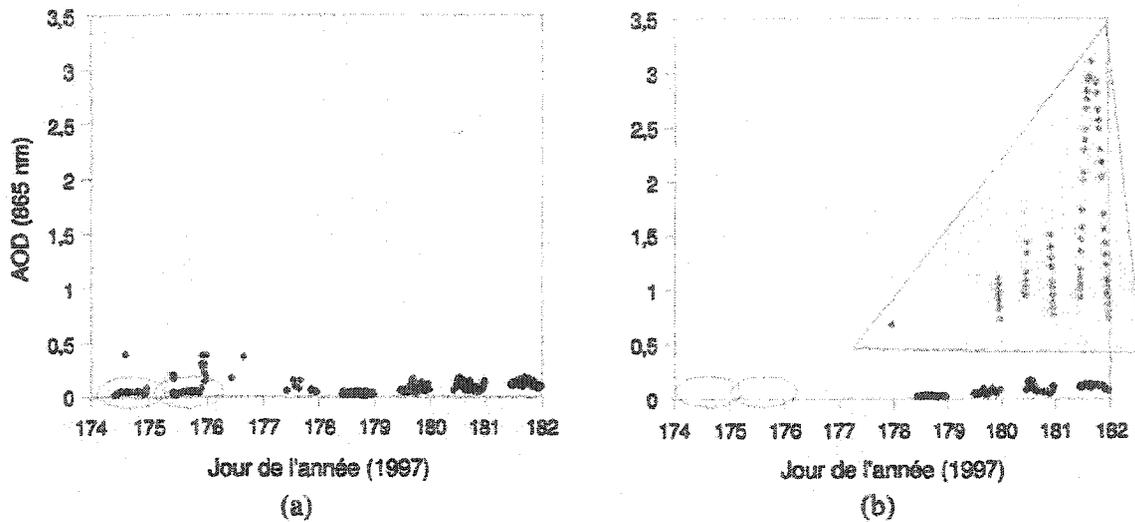


Figure 6.11: Anomalies de la chaîne de traitement pour passer du niveau 1 (a) au niveau 1.5 (b) des données AERONET pour le site de Sherbrooke du 23 juin au 1^{er} juillet 1997.

Les données AERONET sont caractérisées par une variabilité diurne lente mais nous pouvons constater une dispersion de haute fréquence autour de cette variabilité lente (figure 6.12). Cette distribution statistique des mesures provient probablement d'un bruit instrumental et ou environnemental.

Quoi qu'il en soit cette dispersion de haute fréquence ne pourra pas être capturée par un modèle si le pas de calcul du modèle est supérieur à l'intervalle de temps qui sépare deux données AERONET consécutives. Nous avons mesuré que la dispersion de haute fréquence est caractérisée par un écart type de $\sigma=0,02$. Cette valeur constitue en quelque sorte la plus petite valeur possible de l'écart type entre les données AERONET et la sortie d'un modèle tel que AODSEM et elle sera de ce fait retenue comme un critère de qualité de la modélisation pour la présente expérience de validation.

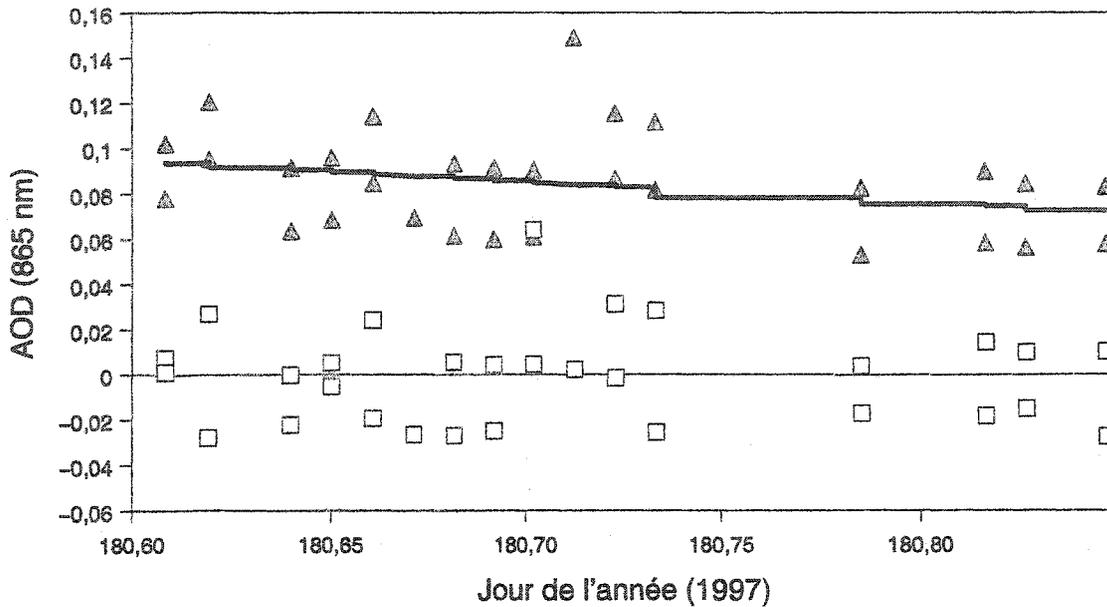


Figure 6.12: Variabilité de haute fréquence sur les mesures AERONET. Les triangles correspondent aux données AERONET de niveau 1 alors que les carrés représentent le résidu entre les données AERONET et la variation temporelle de basse fréquence donnée par le trait noir.

Les deux expériences qui ont été présentées dans ce chapitre se déroulent sur deux périodes très différentes soit une première période où la quantité d'aérosols injectés par des feux de forêts est considérable et une seconde où les émissions se rapprochent davantage des moyennes saisonnières. Jusqu'à maintenant nous avons uniquement décrit les objectifs et particularités des deux expériences de validation. Le chapitre 7 sera consacré à la présentation et à l'analyse des résultats qui en découlent.

CHAPITRE 7

RÉSULTATS ET ANALYSE

Dans ce chapitre, nous tentons de vérifier l'hypothèse principale de cette recherche selon laquelle les simplifications concédées pour la réalisation de AODSEM permettent tout de même de prédire l'évolution spatiale et temporelle de l'AOD avec une erreur inférieure aux erreurs caractéristiques des méthodes de détermination de l'AOD.

Dans un premier temps, nous évaluons la capacité d'AODSEM à reproduire la forme des panaches émis par des feux de forêts sous différentes conditions d'utilisation impliquant, entre autre, un mode d'assimilation d'une petite partie des mesures satellitaires acquises par le capteur TOMS. Ces résultats sont validés sur le plan spatial en comparant avec les données TOMS non utilisées. Nous procédons de plus à une comparaison des profils temporels AODSEM avec les profils temporels mesurés par les héliophotomètres. À ce stade, nous aurons une bonne appréciation de la qualité de la dynamique calculée par AODSEM et de sa capacité à modéliser des événements de pollution faisant intervenir des sources ponctuelles. Les données de validation sont aussi comparées aux résultats de l'interpolation temporelle de l'IM (interpolateur mathématique) en exploitant uniquement les données ayant servi à l'assimilation.

Dans un second temps, nous avons assimilé l'AOD provenant de l'inversion d'images POLDER. Nous avons précédemment déterminé que le résidu moyen entre AERONET et POLDER vaut $\langle \Delta \tau_a \rangle = 0,03$ avec un écart type de $\sigma = 0,09$. Nous tentons de vérifier si l'assimilation des données POLDER dans AODSEM conduit à un résidu moyen avec AERONET qui est inférieur à la valeur de $0,03 \pm 0,09$. Nous

devons de plus vérifier si les analyses AODSEM sont significativement supérieures aux résultats obtenus en procédant à une interpolation temporelle des IM obtenus à partir des images satellitaires disponibles. Toutefois, comme l'erreur sur POLDER est considérable par rapport à la variabilité naturelle de l'AOD, nous devons nuancer les conclusions de cette deuxième étude. C'est pourquoi, nous avons aussi cru bon de tester le modèle en assimilant un sous-ensemble des données AERONET. En effet, ces données sont plus précises car elles sont plus directes. Ces nouveaux résultats seront comparés aux données AERONET non utilisées pour l'assimilation.

7.1 Validation spatiale des panaches de fumée de 1998 à l'aide de TOMS

Pour cette expérience, nous avons exécuté AODSEM selon trois modes très différents.

- Le premier fait intervenir une exécution du modèle sans assimilation (AODSEM-libre) qui utilise un inventaire approximatif des feux de forêts actifs. Ce dernier a été construit à partir des feux et de la taille des panaches détectés sur les images AVHRR. AODSEM-libre a principalement servi à déterminer approximativement le profil vertical d'injection des aérosols et a aussi été utilisé pour procéder à une validation qualitative de la dynamique du modèle.
- Le second mode correspond à une assimilation d'un faible pourcentage (1%) des données TOMS disponibles (AODSEM-assimilation-1%). Ici, nous avons artificiellement sélectionné un sous-échantillon des données disponibles afin de disposer de données non exploitées pour les fins de la validation spatiale.
- Le troisième mode correspond à l'assimilation de toutes les données TOMS par AODSEM (AODSEM-assimilation-100%).

7.1.1 AODSEM-libre

Lors de l'exécution de AODSEM-libre, nous désactivons le système d'assimilation du modèle. Les émissions, les échanges aux frontières et tous les processus physiques intégrés à AODSEM sont toutefois demeurés actifs. Tel que mentionné

précédemment, un objectif important de cette exécution réside dans la recherche d'un profil vertical d'injection des aérosols. Nous ne prétendons pas que la méthodologie qui sera présentée ici permette de déterminer avec précision ce profil. Nous souhaitons, même s'il s'avère très approximatif, que ce profil permette de reproduire convenablement la forme des panaches détectés par TOMS.

La méthodologie proposée consiste à exécuter AODSEM en injectant les aérosols dans un seul niveau à la fois pour les niveaux 6, 7, 8 et 9 soit respectivement une hauteur centrale nominale de ~1150 m, ~1450 m, ~1800 m et ~7000 m. Il a donc été nécessaire d'exécuter AODSEM à quatre reprises (une fois par niveau) pour permettre cette analyse. Nous avons ensuite calculé les coefficients de corrélation entre les images AODSEM produites pour chaque niveau d'injection et les images TOMS (auxquelles nous avons appliqué un filtre pour exclure les zones nuageuses). Nous avons préalablement pris soin de sélectionner les images qui correspondent aux ciels les plus dégagés (beaucoup de données) et pour lesquelles la taille des panaches avait eu le temps de se développer de façon significative.

Cette sélection nous amène à considérer les 4, 5, 10 et 11 août (18h TU). Ces comparaisons montrent que parmi les quatre niveaux d'injection étudiés, les sorties du modèle qui correspondent aux niveaux verticaux d'injection 8 et 9 offrent les plus grandes corrélations avec TOMS. Plus précisément, nous avons constaté que les images TOMS des 4 et 5 août, montrent une plus grande corrélation avec l'injection au niveau 9 qu'avec l'injection au niveau 8 ($r \sim 0,4$ pour le niveau 9 contre $r \sim 0,2$ pour le niveau 8). Des corrélations plus faibles sont obtenues pour les niveaux inférieurs au niveau 8 tel que présenté dans le tableau 7.1.

Nous observons le phénomène inverse pour les 10 et 11 août où le maximum de corrélation est obtenu pour une injection au niveau 8 ($r \sim 0,1$ pour le niveau 9 contre $r \sim 0,3$ pour le niveau 8). Il est toutefois important de souligner que les coefficients de corrélation obtenus ici sont faibles. Les écarts entre les corrélations obtenues pour chaque niveau semblent néanmoins indiquer que les deux périodes pourraient correspondre à deux régimes d'injections différents. Les figures 7.1(a) et 7.1(b)

montrent les images AODSEM–libre des 5 et 11 août qui correspondent respectivement aux images montrant le maximum de corrélation pour les niveaux d'injection 9 et 8 associés aux deux régimes d'injection que nous venons de proposer.

L'idée de la présence de ces deux régimes d'injection suggère que ces deux périodes puissent correspondre à des régimes de combustion de biomasse différents. Cette hypothèse est cohérente avec le fait que les feux responsables des panaches des 4 et 5 août sont nettement plus intenses que les feux responsables des panaches des 10 et 11 août telle qu'en témoigne la taille des panaches TOMS correspondants. En fait, un rapport du maximum d'intensité relative de chaque épisode donne un rapport de 4 pour 1 (100 pour les feux du nord vs 25 pour les feux du sud, voir tableau 6.2). Nous avons déjà pris en considération ces rapports d'intensité lors de la confection de l'inventaire des émissions pour établir le taux d'injection d'aérosols pour chaque feu.

En somme, notre étude semble indiquer que plus un feu est intense, plus les aérosols sont injectés à haute altitude, et ce, dans un rapport sensiblement égal au rapport d'intensité ($7000/1800 \approx 4$). Lavoué *et al.* (2000) ont déterminé que pour les feux des régions boréales, la hauteur d'injection est directement proportionnelle à l'intensité frontale du feu mesurée en unité de kW m^{-1} (corrélation de 0.95). Ce résultat suggère que lors de la confection de l'inventaire des sources nous devrions prendre en considération la relation entre le profil d'injection et l'intensité du feu. Pour ce faire, il serait nécessaire de disposer d'un inventaire de l'intensité frontale des feux étudiés. Nous n'avons pas intégré une telle relation dans le modèle, nous avons plutôt choisi d'imposer un profil d'injection moyen fixe qui représente le mieux possible l'ensemble des feux modélisés. Bien entendu nous pouvons nous attendre à ce que ce profil moyen ne représente la réalité de façon précise qu'à de rares exceptions, mais nous faisons l'hypothèse que ce profil d'injection unique puisse satisfaire de manière acceptable l'ensemble des feux inventoriés. Nous avons déjà établis que les feux intenses (feux du nord), qui étaient particulièrement actifs les 4 et 5 août, ont généré des panaches à peu près de deux fois plus grands que les feux du

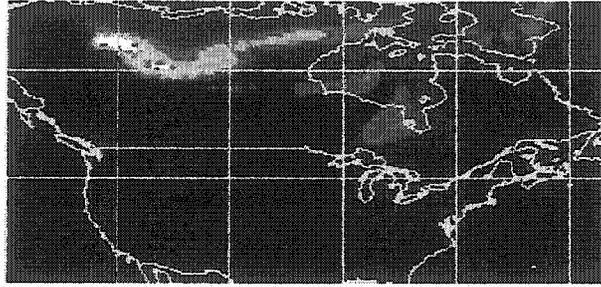
sud en activité les 10 et 11 août (voir section 6.1.2, figure 6.5). Pour respecter à peu près cette proportion d'injection de 2 pour 1 et l'hypothèse des deux régimes d'injection (7000m → 4–5 août et 1800 m → 10–11 août) que nous venons d'exposer, nous avons décidé d'injecter approximativement 30% des aérosols au niveau 8 (1800m) et ~70% des aérosols au niveau 9 (7000 m) pour l'ensemble des feux. Effectivement $70\% \approx 2 \times 30\%$ satisfait à peu près le rapport des tailles de panaches entre les deux périodes. Le choix d'imposer une injection plus importante à ~7000 m est pertinent car il corrobore la caractérisation des hauteurs d'injection des feux de biomasse dans les régions boréales qui a été présentée par Lavoué (2000). En fait, selon Lavoué, le maximum d'injection est atteint à 7600 m avec une injection décroissante pour les altitudes inférieures. Les résultats de la modélisation AODSEM–libre à partir de l'injection combinée sur les niveaux 8 et 9 sont illustrés pour les 5 et 11 août aux figures 7.1 et 7.2. L'utilisation d'un profil d'injection moyen (30% niveau 8, 70% niveau 9) conduit à des corrélations AODSEM–TOMS inférieures pour des dates ponctuelles (par exemple le 5 août) mais supérieures en moyenne puisque le profil n'est optimisé pour aucune situation particulière mais est choisi pour satisfaire jusqu'à un certain degré l'ensemble des situations. En effet, une injection uniquement au niveau 9 pour le 5 août avait conduit à $r=0,42$ comparée à $r=0,34$ avec le profil moyen alors qu'une injection uniquement au niveau 8 pour le 11 août conduit à $r=0,26$ comparée à $r=0,19$ avec le profil moyen.

Tableau 7.1: Coefficients de corrélation entre les données TOMS et la modélisation AODSEM–libre pour chaque niveau d'injection

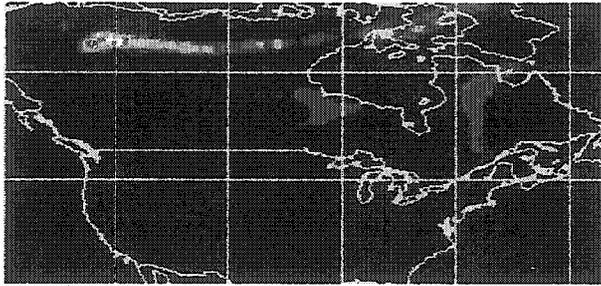
<i>Date</i>	<i>Niveau vertical</i>				
	6	7	8	9	30% 8 + 70% 9
05/08/1998	$r=0,23$	$r=0,15$	$r=0,14$	$r=0,42$	$r=0,34$
11/08/1998	$r=0,07$	$r=0,16$	$r=0,26$	$r=0,05$	$r=0,19$



(a)



(b)



(c)



Figure 7.1: Comparaison de la modélisation AODSEM-libre pour les niveaux d'injections (b) 8 et (c) 9 avec (a) l'image TOMS correspondante (5 août 1998).

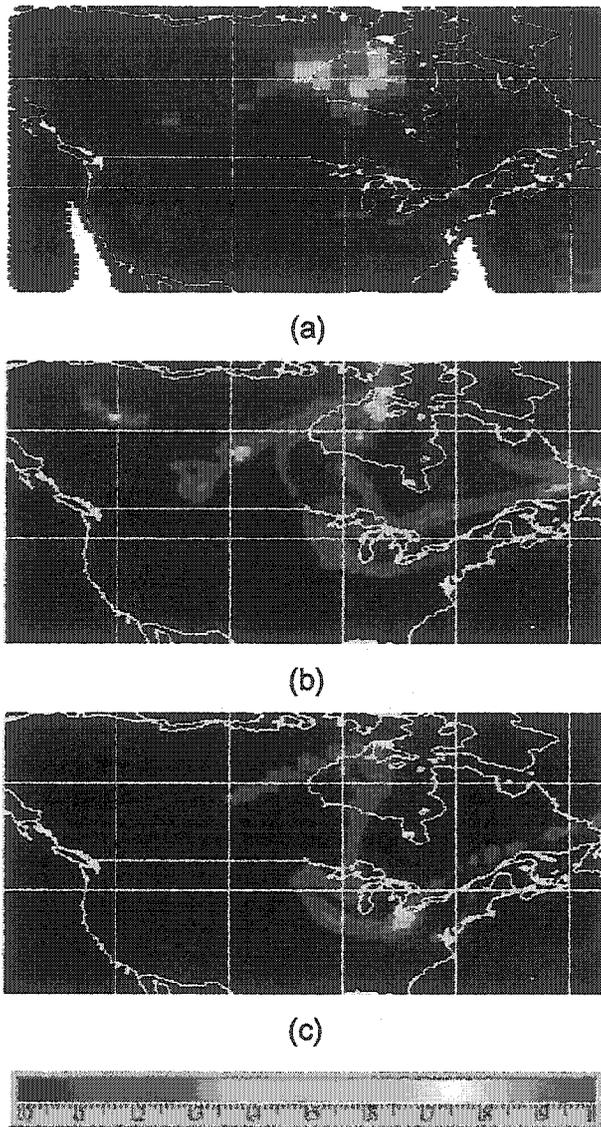
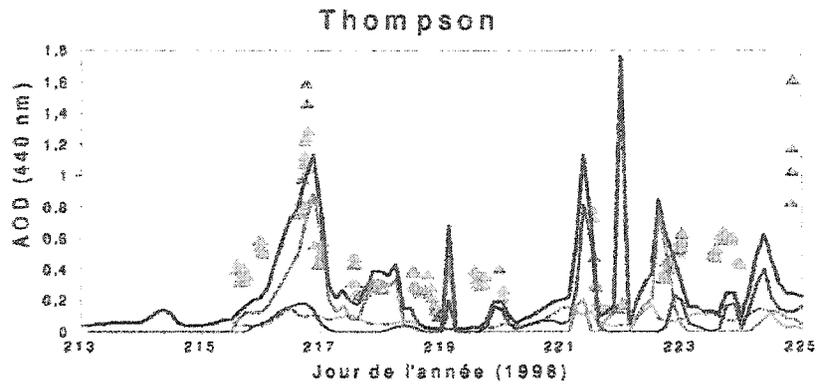


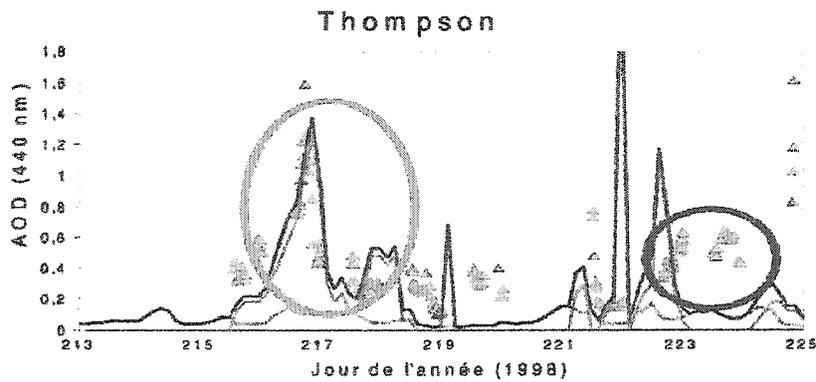
Figure 7.2: Comparaison de la modélisation AODSEM –libre pour les niveaux d'injections (b) 8 et (c) 9 avec (a) l'image TOMS correspondante (11 août 1998).

Parmi toutes les séries temporelles des héliophotomètres disponibles durant les deux premières semaines d'août, la série temporelle du photomètre Thompson (figure 7.3) montre la meilleure couverture temporelle et la plus évidente contribution des feux révélée par de fortes valeurs de l'épaisseur optique. Elle constitue, par conséquent, un bonne base de donnée pour valider la pondération des niveaux d'injections qui est proposée plus haut. Nous pouvons constater sur la figure 7.3 que le modèle sans assimilation (AODSEM–libre) a réussi à prédire le passage d'un important panache autour du jour 217. La figure 7.3 (a) correspond à l'inventaire moyen suggéré plus

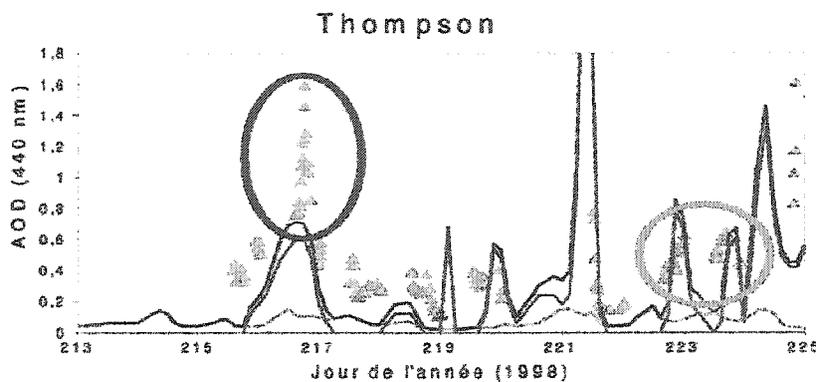
haut (70% à 7000m et 30% à 1800m) alors que les figures 7.3 (b) et 7.3 (c) correspondent respectivement à une injection de 100% à 7000m et une injection de 100% à 1800m. Nous pouvons remarquer en (b) que le modèle a bien capturé le panache du jour 217 (5 août) mais n'a pas bien capturé le panache autour du jour 223 (11 août). Sur la figure (c) nous observons exactement le phénomène inverse. Ce résultat concorde avec les corrélations maximales de niveaux d'injection observées pour le 5 et le 11 août.



(a)



(b)



(c)

Figure 7.3: Évolution temporelle de l'AODSEM-libre pour le site de Thompson. La courbe noire correspond au profil temporel AODSEM-libre obtenu en simulant les sources de feux avec au maximum deux hauteurs d'injection (7000 m et 1800 m) ainsi que les émissions du GEIA. La courbe rouge correspond aux aérosols injectés à une hauteur de 7000 m. La courbe bleue correspond aux aérosols injectés à une hauteur de 1800 m. La courbe grise représente la contribution des émissions du GEIA. (a) 30% à 1800m et 70% à 7000m, (b) 0% à 1800m et 100% à 7000m, (c) 100% à 1800m et 0% à 7000m.

En comparant qualitativement les images AODSEM–libre avec les images VPIA TOMS, nous pouvons constater la similitude de la forme des panaches entre la modélisation AODSEM et les données TOMS (se référer à l'annexe B pour une série complète de cette comparaison avec 70% à 7000m et 30% à 1800m).

La comparaison de AODSEM–libre avec le VPIA TOMS pour les 4 et 5 août est particulièrement intéressante. Sur la figure 7.4, nous avons encerclé de rouge ce qui constitue la principale différence entre AODSEM–libre et VPIA TOMS. Cette différence correspond à un manque d'aérosols dans le coin nord–est de l'image du 5 août. L'examen des animations AODSEM–libre permet d'expliquer l'origine de cette différence par le fait que les aérosols qui devraient se trouver dans cette zone proviennent d'une région située hors du domaine de modélisation. Les flèches rouges illustrent le mouvement de ces aérosols non capturés par le modèle. Leur absence n'est donc pas due à une mauvaise qualité du schéma d'advection mais plutôt à une limitation engendrée par la dimension finie du domaine. Nous pouvons noter une grande similitude générale entre les panaches AODSEM–libre et VPIA TOMS bien que l'assimilation n'ait pas été activée dans ce cas. Ce résultat suggère que la dynamique calculée par AODSEM est fiable sur le plan qualitatif.

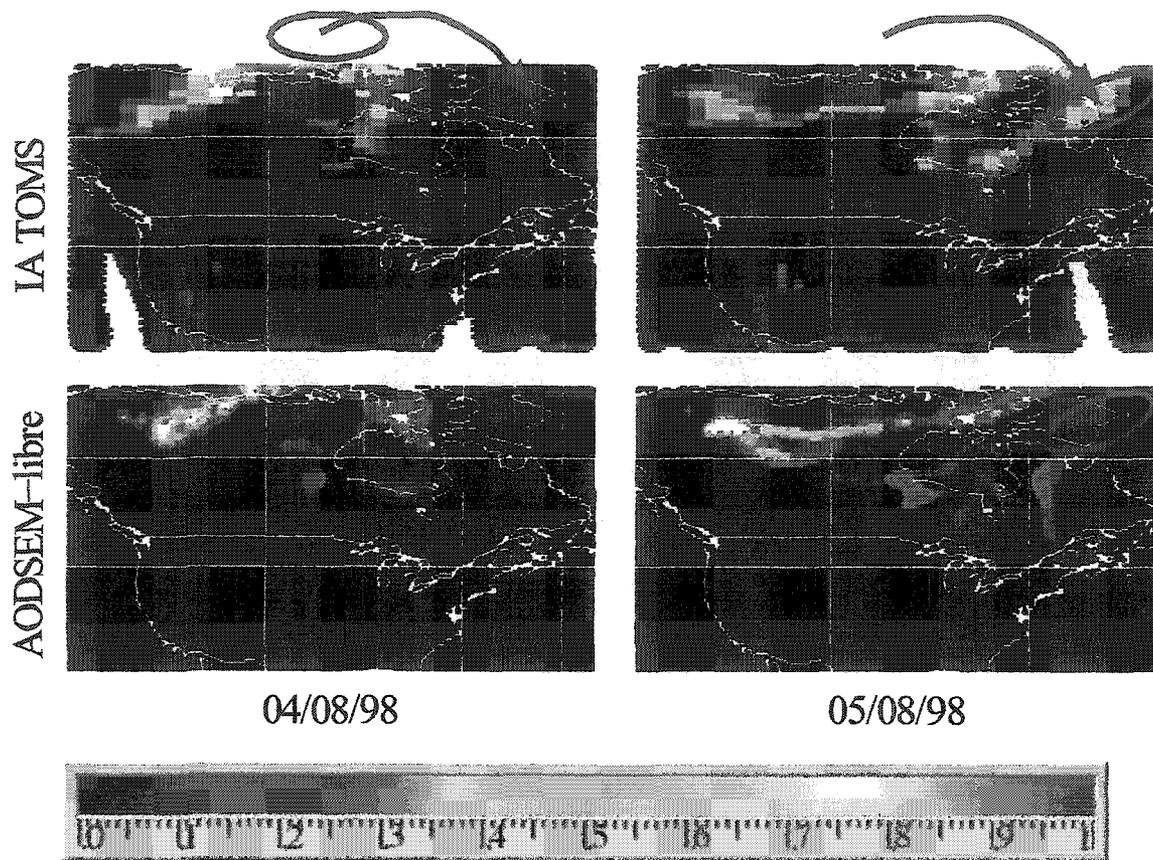


Figure 7.4: Comparaison de la forme des panaches AODSEM-libre (AOD 440 nm) avec les images d'indice d'aérosol positifs TOMS pour la période du 4 et 5 août 1998.

Pour le cas du 10 août, AODSEM–libre prédit des aérosols sur le nord du Québec et immédiatement à l'ouest de la baie James qui ne sont pas détectés avec TOMS. Pour le 11 août, les aérosols prédits par AODSEM–libre et non détectés par TOMS se situent sur une bande partant des grands lacs jusque sur la côte nord (Qc) (voir zones rouges sur la figure 7.5). Une explication possible à ces différences serait que ces aérosols se situent sous la couche nuageuse ce qui expliquerait qu'ils n'aient pas été détectés par TOMS. Cette hypothèse est compatible avec le fait que dans les deux cas, les zones concernées sont recouvertes de nuages tel qu'indiqué par le masque de nuages TOMS. Le masque de nuages TOMS a été obtenu en posant un seuil de 20% à la réflectance TOMS à 360 nm. Des images GOES confirment la présence des nuages dans ces secteurs (voir figure 7.6).

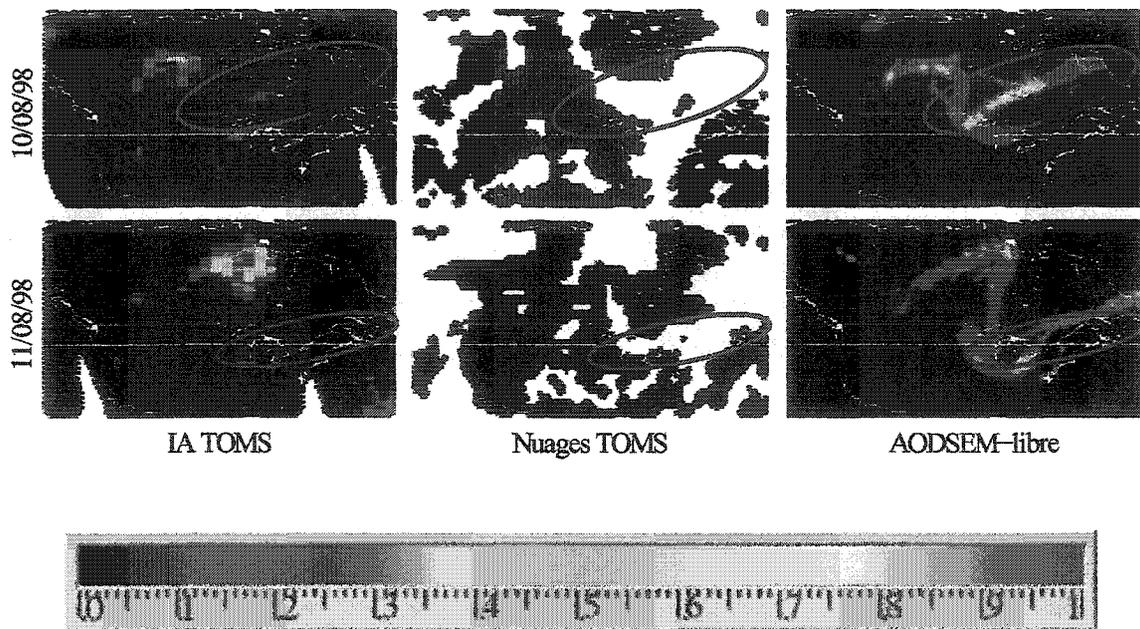
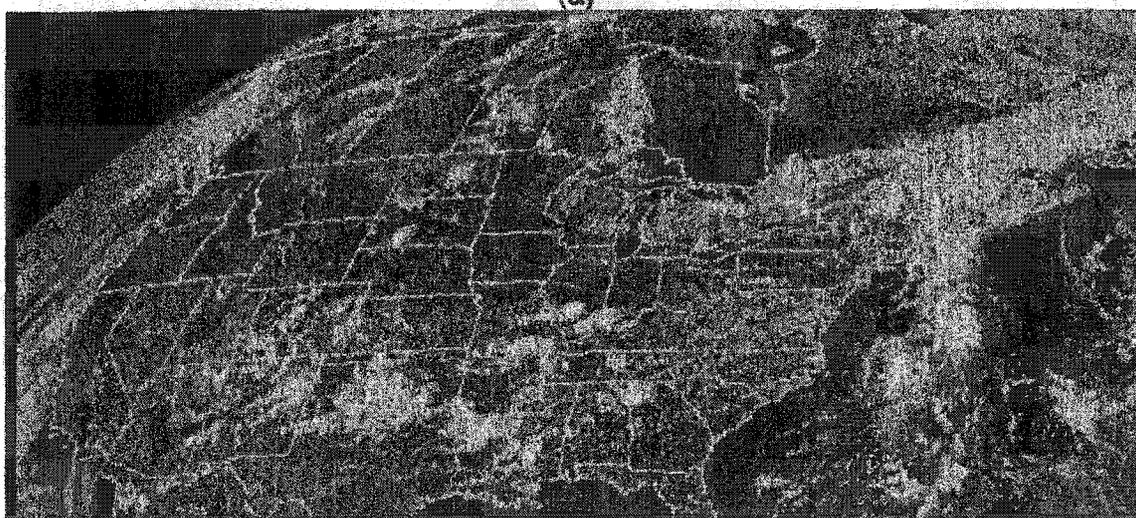


Figure 7.5: Comparaison de la forme des panaches AODSEM–libre (AOD 440 nm) avec les images d'indice d'aérosol positifs TOMS pour les 10 et 11 août 1998.



(a)



(b)

Figure 7.6: Images GOES 8 visible sur l'est de l'Amérique du Nord pour (a) le 10 août 18h TU et (b) le 11 août 1998 18h TU.

Bien que AODSEM-libre et VPIA TOMS soient comparables sur le plan qualitatif, nous pouvons tout de même constater que des différences entre les deux jeux de données sont aisément perceptibles. Ces différences sont vraisemblablement imputables à une ou plusieurs des causes suivantes:

1. Imprécisions de l'inventaire des feux

Ces approximations interviennent surtout lors de la détermination de la durée du feu, de son taux d'injection de particules (intensité), et de la hauteur d'injection.

- a) Certains feux ont pu être masqués par la présence de nuages sur les images AVHRR ce qui les excluent de l'inventaire. De plus, si l'image AVHRR montre une couverture nuageuse au dessus d'un feu de longue durée déjà identifié, il est impossible d'en déterminer l'intensité d'émission. Dans un tel cas, nous considérons que l'intensité est la moyenne entre l'intensité au jour précédent et au jour suivant ce qui peut bien entendu s'écarter de la réalité dans plusieurs des cas.
- b) Le fait que la hauteur d'injection peut varier d'un feu à l'autre et que pour un même feu cette hauteur peut varier en fonction de son évolution n'a pas été considéré.
- c) Nous ne disposons que d'une seule image AVHRR par jour, nous supposons que chaque feu identifié sur cette image est demeuré actif et stable pendant 24 heures centrées sur l'heure d'acquisition de l'image AVHRR, ce qui n'est sûrement pas toujours réaliste.
- d) L'intensité du feu (taux d'injection de particules carboniques) est estimée de façon relative à partir de la taille des panaches observés à proximité du feu tels que détectés par AVHRR et TOMS par une méthode assez primitive.

2. Les lacunes dans la détection des aérosols par le capteur TOMS

- a) Les données TOMS ne permettent pas de capturer toutes les valeurs d'AOD compte tenu de la présence de nuages qui biaisent les données IA TOMS.

b) TOMS a de la difficulté à détecter les aérosols ayant une altitude inférieure à 1000 m (Herman, 2001). La portée de cette source d'erreur est toutefois limitée par le fait que nous ayons injecté les aérosols aux niveaux 8 et 9 ($z > 1600$ m) soit une altitude largement supérieure à 1000 m. De plus, l'examen de l'évolution temporelle des matrices 3D de AODSEM indique qu'en moyenne, après 4 jours de modélisation, seulement ~10% des aérosols injectés au niveau 8 passent dans le niveau inférieur.

c) TOMS a subi une dégradation de calibrage qui a pour effet de produire des bandes spatiales artificielles d'indice d'aérosol qui sont très évidentes sur les données les plus récentes. Cet effet pourrait avoir des conséquences en 1998 (O'Neill, 2003).

3. Le problème aux frontières du domaine de modélisation

Les aérosols qui sortent du modèle sont définitivement retirés du bilan de particules en circulation bien qu'il soit possible qu'en réalité l'advection les repousse ultérieurement à l'intérieur du domaine.

4. La difficulté de relier quantitativement VPIA TOMS à l'AOD

La relation entre VPIA TOMS et l'AOD est mal connue pour les feux boréaux. Pour la comparaison qualitative, nous agissons comme si le VPIA TOMS était proportionnel à l'AOD, mais rien ne permet de vérifier la justesse de cette supposition. La constante de proportionnalité utilisée ici (entre le modèle et TOMS) est dépendante des valeurs absolues des flux d'injection de particules qui ont été fixés arbitrairement (faute de données à ce sujet) lors de la mise sur pied de l'inventaire des émissions. Donc, sur la base d'un calibrage arbitraire des taux d'émissions, nous avons choisi la constante de façon à ce que les valeurs de l'AOD modélisées soient comparables aux valeurs du VPIA TOMS.

5. La précision des variables météorologiques GEM

Cette précision est difficile à évaluer, mais pour mettre en évidence les écarts possibles entre différents jeux de variables météorologiques analysées, nous avons généré des trajectoires équivalentes à l'aide de deux modèles de trajectoire différents soit le HTM (Pabla, 1999) du Centre Météorologique Canadien qui utilise les variables GEM et Hysplit-4 qui emploie les données météorologiques analysées NCEP-EDAS. Cet exercice permet de chiffrer les divergences attendues entre l'advection calculée avec l'une ou l'autre des bases de données. La figure 7.7(a) permet de comparer les trajectoires verticales telles que calculées par Hysplit-4 et HTM pour une altitude initiale du traceur à 272 m. Nous pouvons constater des divergences verticales importantes entre les trajectoires calculées par les deux modèles.

La figure 7.7 (b) montre que les divergences pour la longitude (ligne continue) du traceur après quatre jours de modélisation sont considérables ($>5^\circ$).

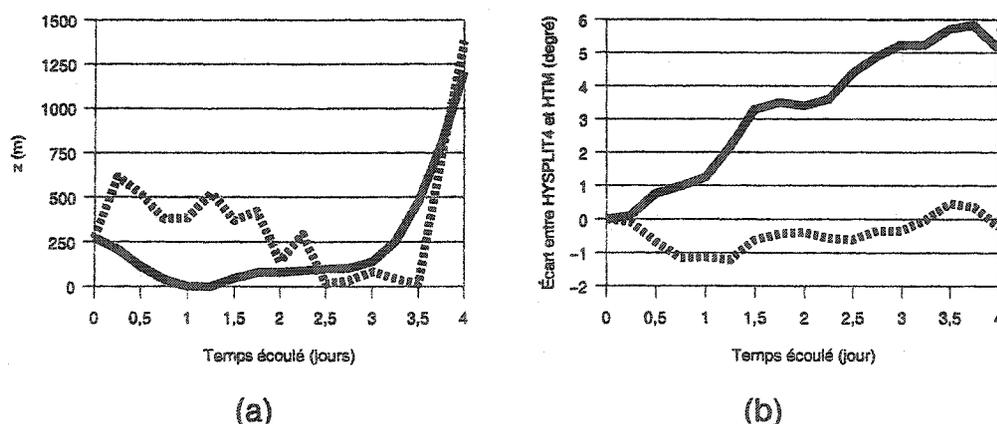


Figure 7.7: Comparaison de HYSPLIT-4 et du modèle de trajectoire HTM pour des trajectoires débutant le 30 juin 1997 à 0h TU à une altitude initiale de 272 m au-dessus du GSFC. La figure (a) représente l'évolution temporelle de l'altitude du traceur (ligne continue=HTM, discontinue=HYSPLIT-4). La figure (b) représente la différences des positions horizontales prédites par les deux modèles (ligne continue=longitude, discontinue=latitude).

6. Les erreurs inhérentes à la numérisation du calcul des processus physiques ainsi que les erreurs dues à l'omission de certains processus

7. Les différences spatiales et temporelles entre les images TOMS et les sorties du modèle

Le fait que l'acquisition des images TOMS soit héliosynchrone, signifie que pour un grand domaine comme le nôtre, l'acquisition des images TOMS couvrant le domaine s'échelonne sur environ 2 pas de calcul AODSEM (plus de 3 heures).

8. L'absence des aérosols organiques carbonés (OC)

La version actuelle de AODSEM ne prend pas en considération les OC. Pour simuler les feux, nous avons donc uniquement injectés des BC. Comme les BC sont hydrophobes et que les OC sont hydrophiles (Lesins *et al.*, 1998), l'omission de OC dans ce cas rend les AOD modélisées insensibles aux variations d'humidité relative. Cette omission peut être une importante cause d'erreur car, tel que nous l'avons suggéré précédemment, l'humidité relative de l'air peut agir sur l'AOD. Il est certain que outre l'effet de l'hygroscopie nous devrions noter que l'omission des OC en soi devrait constituer une diminution des aérosols présents dans le modèle. Toutefois, comme nous avons ajusté arbitrairement le taux d'injection des BC pour atteindre des AOD de niveaux comparables aux VPIA TOMS (voir point 4 ci-haut), cet élément ne peut être évoqué ici pour expliquer les différences. En d'autres termes, si nous avions considéré les OC, nous aurions dû diminuer en conséquence le taux d'injection des BC pour que le niveau d'AOD modélisé corresponde aux valeurs du VPIA TOMS.

7.1.2 AODSEM--assimilation

L'algorithme d'assimilation a été développé pour compenser les sources d'erreurs que nous venons d'énumérer. Pour en évaluer les performances, nous avons utilisé un sous ensemble de données TOMS pour l'assimilation. En fait nous avons utilisé une sélection aléatoire de 1% des données sans nuage disponibles et nous avons nommé ce mode d'exécution AODSEM--assimilation--1%. Typiquement ce choix de 1% correspond à une ou deux dizaines de données assimilées une fois par jour (même ordre de grandeur que le nombre de photomètres solaires sur le domaine). Comme la sélection des données assimilées est aléatoire et que la couverture nuageuse est variable, leurs positions géographiques ainsi que leur nombre varient d'un jour à l'autre. Les données non utilisées pour l'assimilation (99%) seront utilisées pour évaluer la performance du système sous ce mode de fonctionnement. Comme nous voulons démontrer la supériorité de l'assimilation sur une interpolation spatiale et temporelle non physique (interpolateur mathématique IM), nous avons aussi utilisé les données assimilées (1%) pour produire des interpolations spatiales pour chaque date d'acquisition TOMS. Nous avons ensuite procédé à une interpolation temporelle linéaire entre ces images pour générer une image IM par 3 heures qui pourront être comparées avec AODSEM--assimilation--1%.

La figure 7.8 permet de comparer qualitativement les performances des deux approches pour le 11 août 1998. Nous avons choisi cette date en raison (1) de la faible couverture nuageuse qui y prévalait, donc du grand nombre de données de validation disponibles; (2) de la relative importance de la taille des panaches, et enfin, (3) en raison du fait que la date soit suffisamment éloignée du début de la modélisation (1^{er} août), ce qui donne la chance à l'assimilation de faire son effet. En effet, à chaque phase d'assimilation, le modèle devrait logiquement se rapprocher davantage des observations, ce qui n'est évidemment pas le cas de l'IM car ce dernier interpole simplement les points disponibles dans l'image sans prendre en considération l'historique évolutive du système.

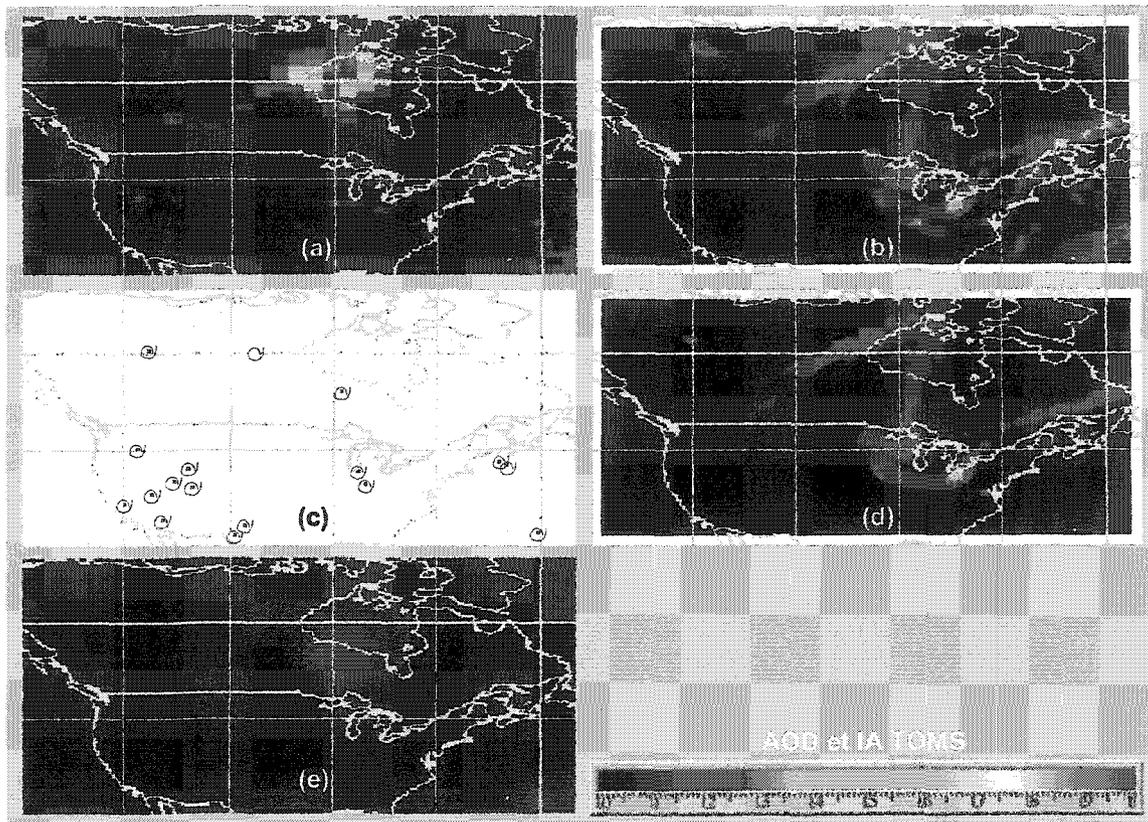


Figure 7.8: Comparaison qualitative des performances de (b) AODSEM-assimilation-1% avec (d) AODSEM -libre et (e) l'interpolation mathématique pour le 11 août 1998, 18h TU. L'image VPIA TOMS correspondante est présentée en (a) alors que les 17 mesures TOMS utilisées pour l'assimilation et pour l'interpolation mathématique sont encadrées de rouge en (c).

La validation quantitative de ces résultats a été rendue possible grâce à l'application d'un algorithme d'auto-corrélation qui recherche la meilleure concordance entre l'image modélisée et les données TOMS en permettant une translation entre les deux images. L'application de cet algorithme révèle que, lorsque la distance de translation est nulle (c.-à-d. comparaison directe de la sortie AODSEM-assimilation-1% avec VPIA TOMS), le résidu moyen entre AODSEM-assimilation-1% et TOMS se limite à une valeur de $\langle \Delta \tau_a \rangle = 0,015$ ce qui est inférieur aux erreurs typiques associées aux meilleures mesures de l'AOD (p. ex. $>0,02$ pour AERONET voir section 6.2.2). Le résidu moyen entre l'IM et VPIA TOMS donne quant à lui une valeur de $\langle \Delta \tau_a \rangle = 0,043$ ce qui est largement plus grand que le résultat obtenu avec

AODSEM–assimilation–1% et nettement supérieure à la limite de 0,02 associée aux données AERONET. Ce résultat est important dans le cadre de cette thèse, car il confirme ses hypothèses principales selon lesquelles (1) les performances du modèle peuvent être significativement supérieures à l'IM et (2) l'erreur doit être inférieure aux erreurs typiques associées aux mesures. L'étude d'auto–corrélation révèle que le résidu minimal est obtenu lorsque l'image AODSEM–assimilation–1% est déplacée vers l'ouest de deux cellules soit environ 100 km. Toutefois, la diminution du résidu est très faible ($\langle \Delta \tau_a \rangle = 0,014$ au lieu de $\langle \Delta \tau_a \rangle = 0,015$). Nous ne pouvons donc pas conclure à une évolution trop lente de la dynamique du modèle. Il est aussi important de mentionner que le résidu entre AODSEM–libre et VPIA TOMS ($\langle \Delta \tau_a \rangle = 0,047$) est nettement plus grand que le résidu obtenu avec AODSEM–assimilation–1% ($\langle \Delta \tau_a \rangle = 0,015$) ce qui démontre une fois de plus le succès de l'assimilation.

Par contre, il convient de remarquer que le résidu de AODSEM–libre est légèrement plus grand que le résidu obtenu avec l'IM ($\langle \Delta \tau_a \rangle = 0,047$ vs $\langle \Delta \tau_a \rangle = 0,043$). Ce résultat peut paraître surprenant compte tenu surtout du relativement bon accord qualitatif entre la forme de panache AODSEM–libre et VPIA TOMS. Nous ne retrouvons pas un tel accord qualitatif entre l'IM et VPIA TOMS. En fait, dans ce dernier cas, nous ne reconnaissons même pas la forme des panaches. L'infériorité des résultats de AODSEM–libre par rapport à l'assimilation est expliqué par le fait que le résidu entre AODSEM–libre et VPIA TOMS est très sensible aux taux d'injections d'aérosols qui ont été fixés arbitrairement lors de la confection de l'inventaire des émissions. L'impact sur l'AOD de ce biais systématique sur les taux d'injections est donc corrigé par l'assimilation de données utilisée dans AODSEM–assimilation–1%.

Afin de déterminer avec plus de certitude le réel gain apporté par l'assimilation, il est nécessaire de vérifier si le modèle satisfait le critère d'observabilité, en d'autre termes nous désirons savoir si le système peut être adéquatement contrôlé par les observations. Nous devons vérifier si nous pouvons retrouver un état de contrôle du

système en un nombre fini de pas de temps par l'assimilation d'une partie des données de cet état de contrôle. Pour ce faire, nous avons d'abord exécuté AODSEM en assimilant 100% des observations TOMS (données sans nuages) et en activant les émissions. Le résultat de cette assimilation sera considérée comme la solution de contrôle. Nous avons ensuite exécuté à nouveau AODSEM en désactivant les émissions mais en assimilant la partie de la solution de contrôle qui correspond aux régions de disponibilité des données TOMS. Ce sous-ensemble de données, qui correspond généralement à moins de la moitié des points de la grille horizontale du modèle, est considéré comme un jeu d'« observations synthétiques parfaites ». Une comparaison des observations TOMS et des « observations synthétiques parfaites » pour le 12 août est donnée à la figure 7.9. Nous pouvons noter l'effet de lissage du système d'assimilation. La comparaison des résultats de l'assimilation des « observations synthétiques parfaites » sans émissions avec la solution de contrôle permet de quantifier la limite de précision de la méthode d'assimilation pour une situation assez extrême puisque l'un des plus important processus, les émissions, a été négligé. La figure 7.10 montre un exemple de comparaison entre la solution de contrôle et les résultats de l'assimilation des « observations synthétiques parfaites » sans émissions.

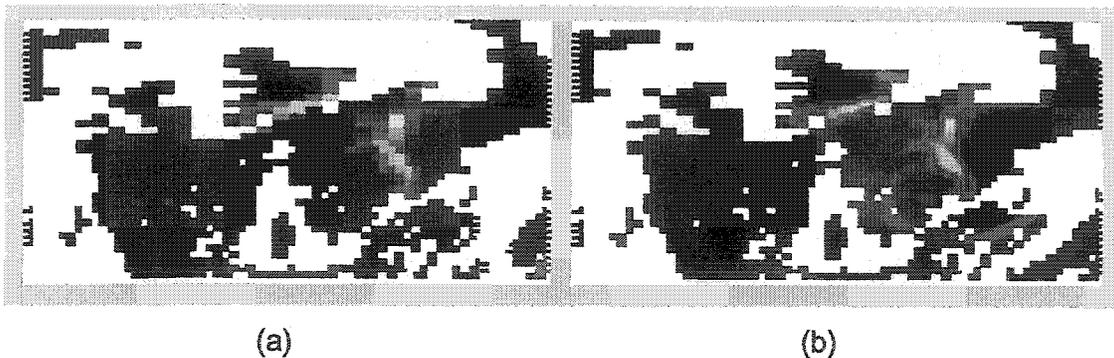


Figure 7.9: Données utilisées pour l'assimilation le 12 août 1998 à 18h TU.

(a) Observations IA TOMS

(b) « Observations synthétiques parfaites » résultant de l'assimilation des observations IA TOMS.

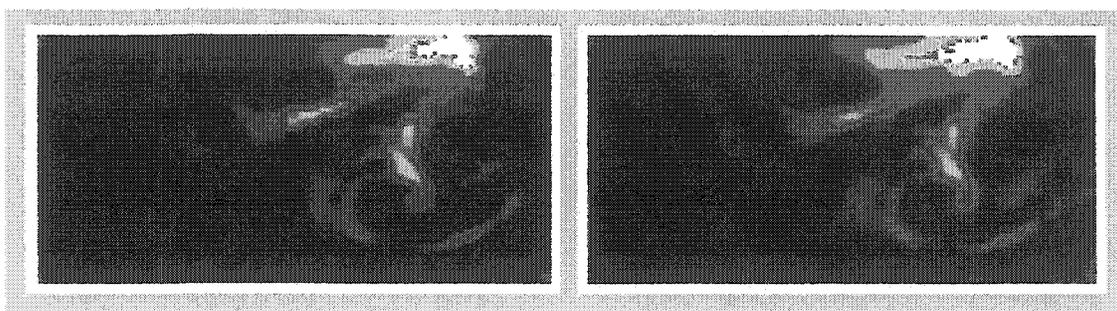


Figure 7.10: Comparaison du résultat de l'assimilation des « observations synthétiques parfaites » avec la solution de contrôle, pour le 12 août 1998 à 18h TU.

(a) Solution de contrôle

(b) Résultat de l'assimilation des « observation synthétiques parfaites » sans émissions d'aérosols.

L'écart quadratique moyen entre les résultats de l'assimilation des « observations synthétiques parfaites » et la solution de contrôle s'élève typiquement à un $\text{rms}=0,005$ alors que le résidu est typiquement de 0,015. Rappelons que pour le calcul du rms et de $\langle \Delta \tau_a \rangle$ les valeurs d'AOD nulles ont été écartées pour éviter que ces valeurs influencent à la baisse l'évaluation du rms et de $\langle \Delta \tau_a \rangle$. Les résultats que nous venons de présenter sont importants dans le cadre de cette thèse puisqu'ils permettent de démontrer la puissance du système d'assimilation à corriger l'omission de processus physiques aussi importants que les émissions. De plus nous pouvons avoir une évaluation de l'erreur inhérente au système. Dans ce cas nous obtenons des résidus et rms inférieurs aux erreurs typiques des meilleures mesures de l'AOD (p. ex. $>0,02$ pour AERONET).

La figure 7.11 présente le résultat de l'assimilation de 100% des observations TOMS avec les sources (c.-à-d. la solution de contrôle) pour le 12 août 1998 à 18h TU. Nous pouvons remarquer sur cette figure que la partie nord-est du panache (encadrée de rouge) a été déterminée par le modèle. Sur l'image TOMS, aucun aérosol n'était détecté dans cette région, ce qui n'est pas étonnant compte tenu de la couverture nuageuse sur cette zone comme en témoigne le masque de nuages TOMS sur la même figure. AODSEM permettrait donc d'interpoler la répartition des

aérosols pour les zones sans mesures de IA. Cette interpolation peut aussi bien s'appliquer aux zones nuageuses durant les heures d'acquisitions TOMS que sur toute autre région du domaine hors des heures d'acquisitions TOMS. Une comparaison entre les images TOMS et les images AODSEM–assimilation–100% correspondantes pour chaque heure d'acquisition TOMS est illustrée en annexe B (c) et (d). Nous ne pouvons pas valider ces données sur la plan quantitatif puisque nous ne disposons pas de données TOMS indépendantes (nous les avons toutes assimilées).

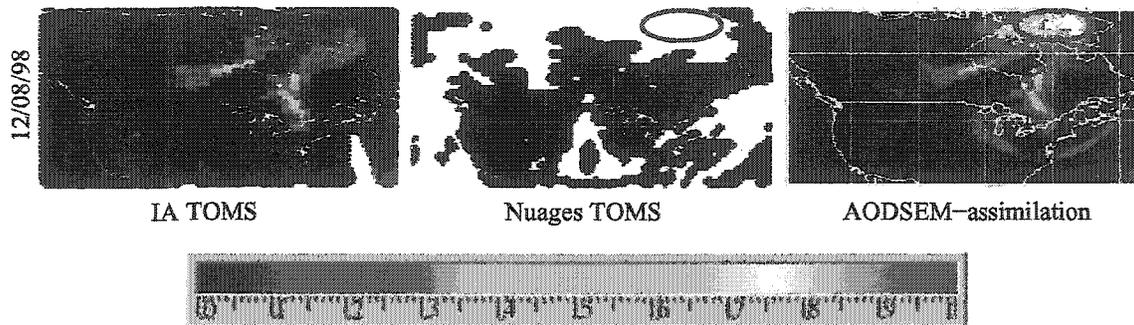


Figure 7.11: Comparaison de la forme des panaches AODSEM–assimilation–100% (AOD 440 nm) avec les images d'indice d'aérosol positif TOMS pour le 12 août 1998.

7.2 Validation des profils temporels pour l'été 1998

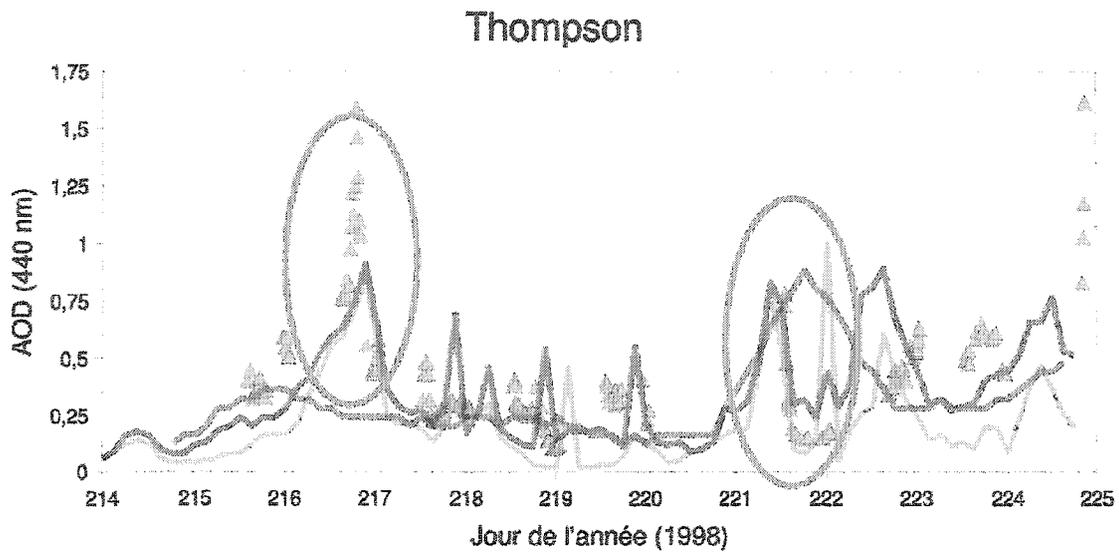
Afin de tester plus à fond les capacités de AODSEM à modéliser l'événement de feu de 1998, nous avons extrait les valeurs ponctuelles qui correspondent à la position des héliophotomètres sur chaque image délivrée par AODSEM–assimilation–1% (courbe bleue, figures 7.10 et 7.11), sur les images résultant d'une interpolation spatiale et temporelle (IM) sur le même jeu de données VPIA TOMS (courbe rouge, 1% des données disponibles), et sur AODSEM–libre (courbe grise).

Sur ces figures, des périodes ont été encerclées en vert pour indiquer que (1) AODSEM a particulièrement bien capturé un panache observé et/ou (2) AODSEM a été nettement supérieur à l'IM tandis que les mauvaises performances du modèle ont été encerclées en rouge.

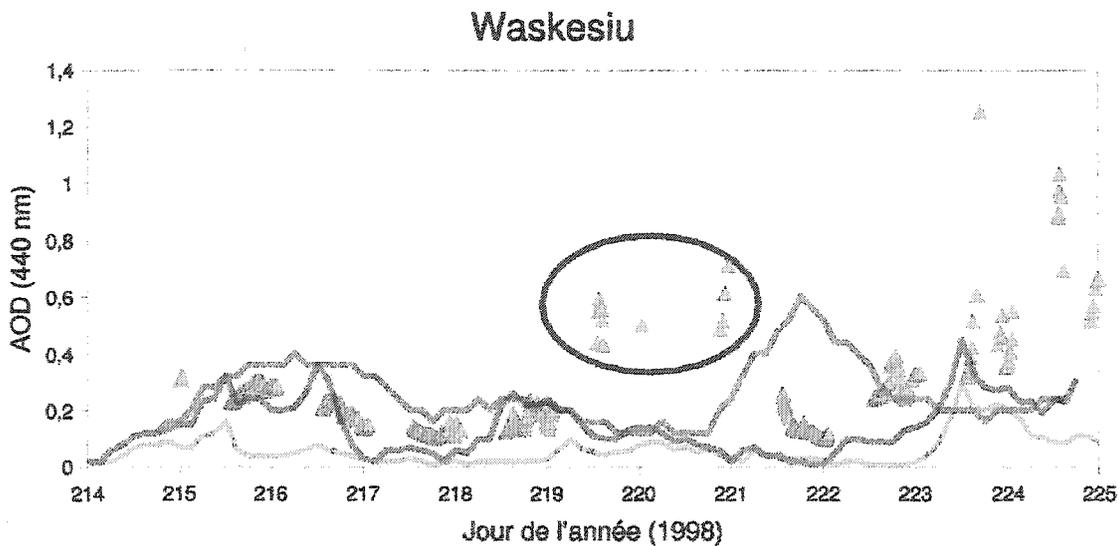
Il est intéressant de remarquer que, pour le site de Thompson, les pics de forte valeurs de l'AOD dans le profil temporel AODSEM coïncident relativement bien avec les pics de fortes valeurs AERONET (jours 216 et 221). La modélisation pour Thompson est sensible aux particularités de l'inventaire car le site se situe dans le tracé des panaches ayant pour origine un groupe de feux situés dans le nord des prairies canadiennes ainsi qu'un intense foyer d'incendie situé dans la région du Grand Lac de l'Ours. La concordance de AODSEM avec AERONET pour ce site est donc un bon indicateur de la qualité de la dynamique du modèle et de l'inventaire des feux. Pour le site de Waskesiu, la performance de AODSEM est acceptable sauf pour un groupe de fortes valeurs les jours 219–220 qui n'ont pas été capturées par le modèle. Ces données ne peuvent correspondre à de minces nuages homogènes non détectés puisque le coefficient d'Angström est de l'ordre de 1,5. Nous ne pouvons écarter la possibilité du passage d'un pic de pollution ou de la présence d'un feu non inventorié.

Les cas des jours 222 au site Howland et 220–221 au site Egbert (tous deux encadrés en rouge) sont problématiques car aucun panache de feux n'est prédit par AODSEM. Cette divergence est peut-être attribuable à une erreur dans l'inventaire des feux ou à un filtrage inadéquat des données prises par les héliophotomètres (présence de nuages homogènes par exemple). Toutefois, les données AERONET indiquent que pour ces panaches, le coefficient d'Angström est de l'ordre de 1,8 ce qui nous permet d'écarter l'hypothèse des nuages homogènes. Il semble que ces deux cas problématiques correspondent à un seul et même panache car le délais séparant ces deux jeux de données (environ 1,5 jours), correspond au temps nécessaire pour transporter le panache d'aérosols de Egbert à Howland à une vitesse correspondant à la vitesse moyenne du vent sur cette période. Ce panache peut être soit un pic de pollution ou provenir d'un feu non inventorié.

Il est enfin intéressant de noter que dans la majorité des cas, AODSEM-assimilation-1% a capture mieux les observations que AODSEM-libre. AODSEM-libre a généralement eu tendance à sous-estimer la valeur de l'AOD ce qui est en accord avec le grand résidu spatial mentionné précédemment.

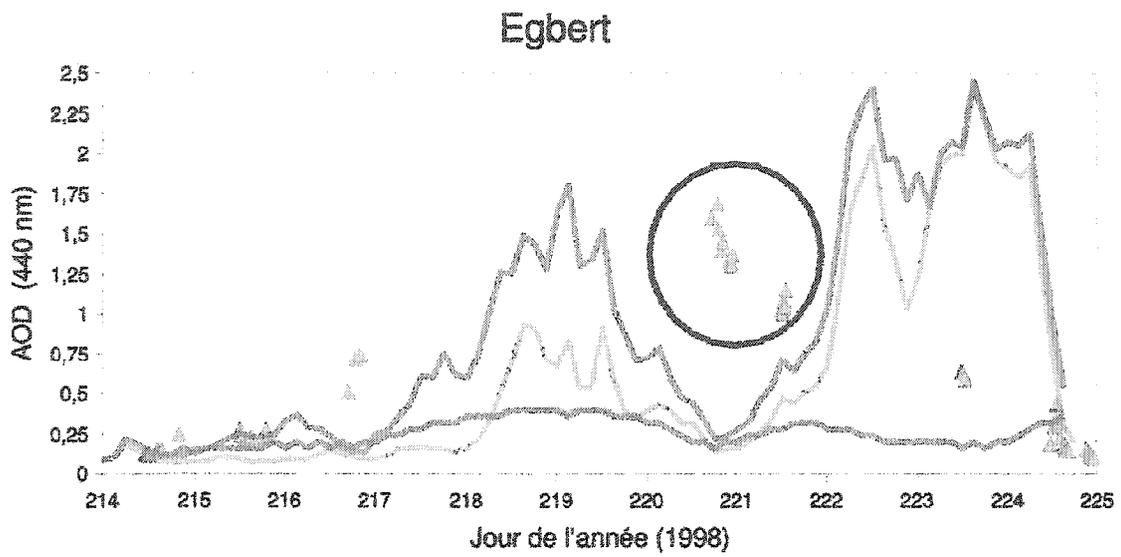


(a)

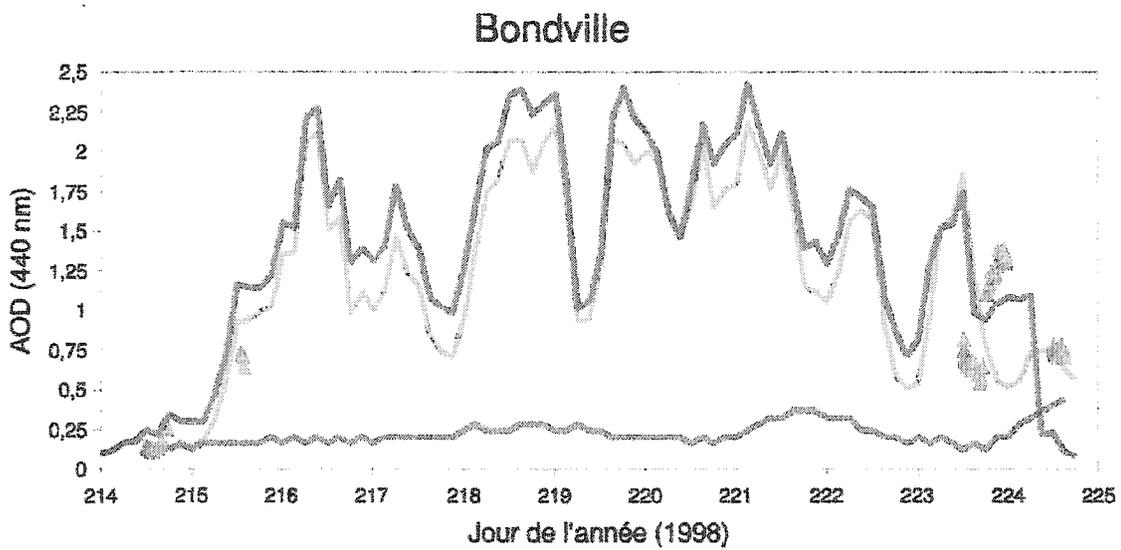


(b)

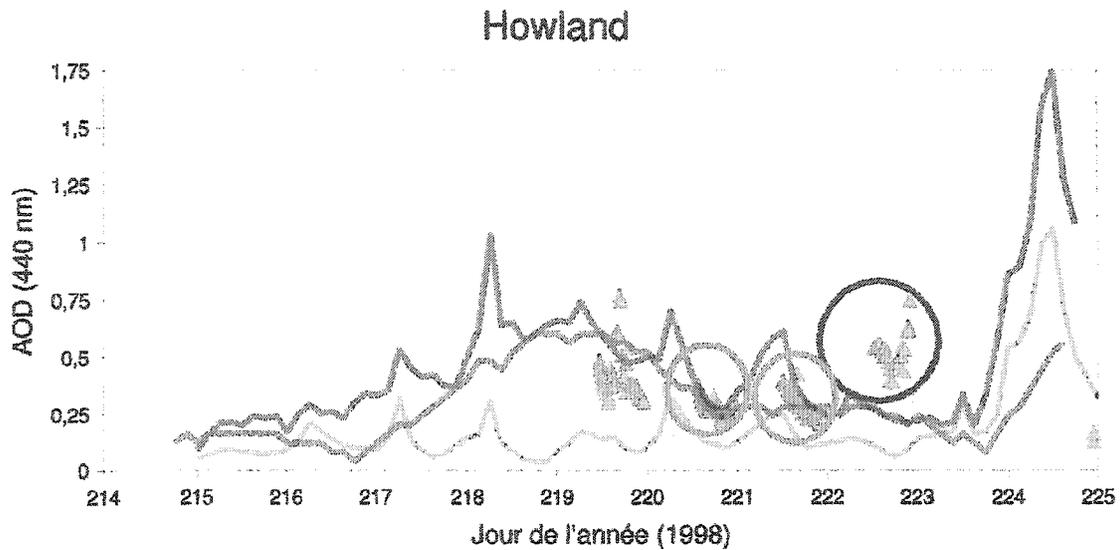
Figure 7.12: Évolution temporelle de l'AOD pour les héliophotomètres situés à proximité des feux pour les sites (a) Thompson et (b) Waskesiu. La courbe rouge correspond à l'interpolation mathématique sur 1% des données VPIA TOMS, la courbe grise correspond à AODSEM-libre, alors que la courbe bleue représente AODSEM-assimilation-1%. Les triangles correspondent aux mesures des héliophotomètres.



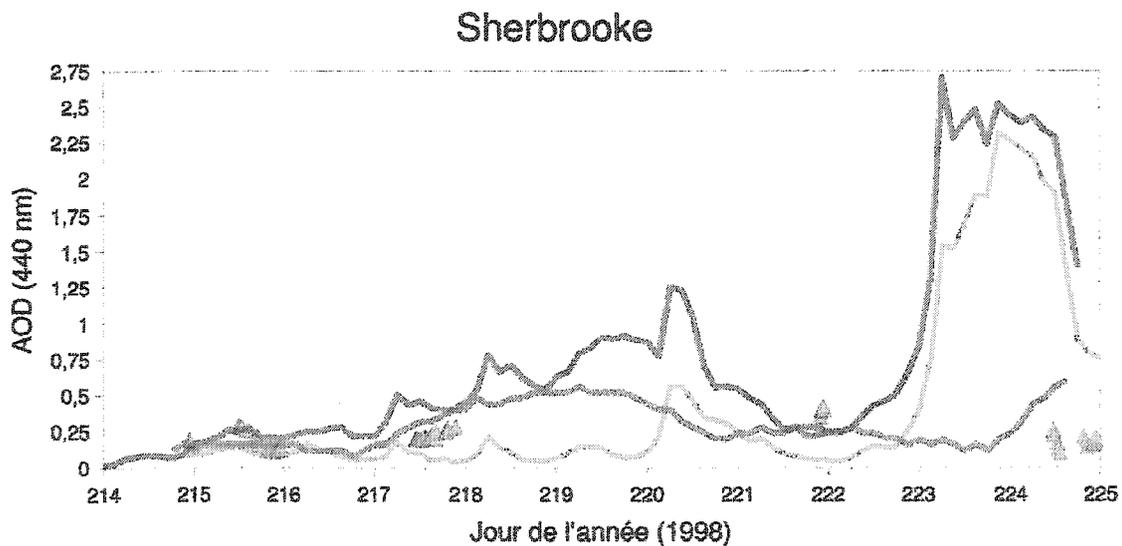
(a)



(b)



(c)



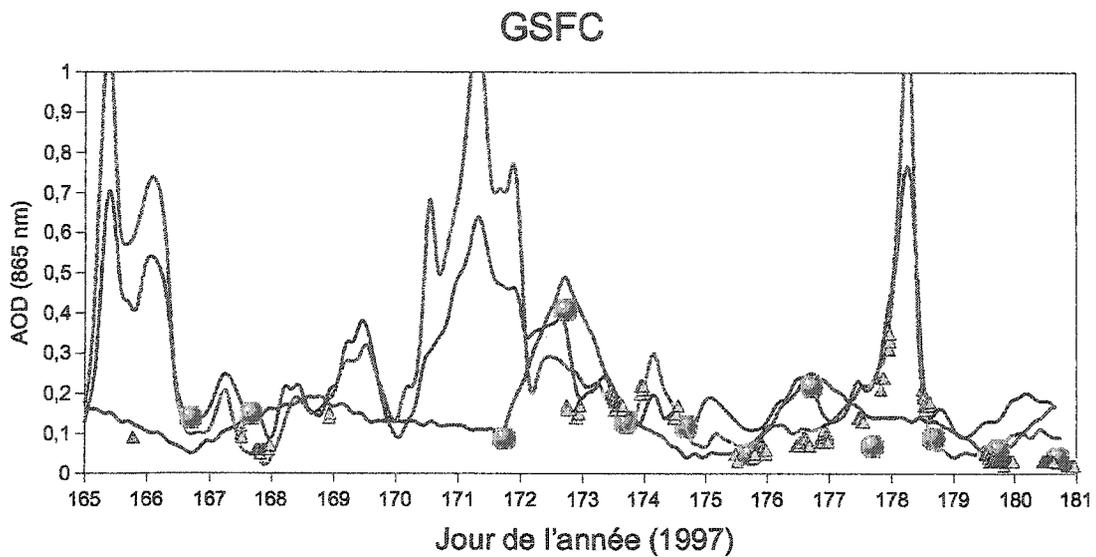
(d)

Figure 7.13: Identique à la figure 7.12 pour les héliophotomètres situés à grande distance des feux.

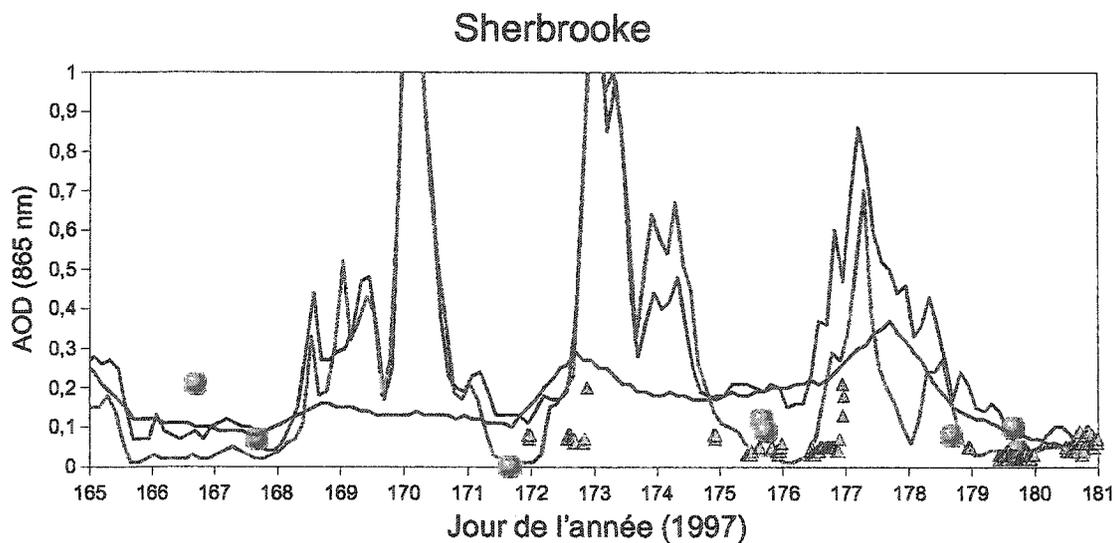
7.3 Validation des profils temporels pour l'été 1997

Pour l'expérience de validation de l'été 1997, l'exécution d'AODSEM sans assimilation (AODSEM-libre) fait intervenir l'inventaire standard du modèle soit le GEIA et les sels marins. Pour l'exécution de AODSEM avec assimilation sur les images POLDER, nous avons d'abord créé une image composite par jour avec les

images POLDER acquises sur trois orbites consécutives de la plate-forme (une durée totale de 3h30). L'assimilation a porté sur ces images composites une fois par période de 24 heures. Pour ce qui est de l'interpolation temporelle de l'IM, nous avons d'abord appliqué l'IM sur chaque image composite afin d'associer une valeur d'AOD à chaque pixel du domaine, nous avons ensuite procédé à une interpolation temporelle linéaire entre ces images pour produire une image à tous les 3 heures. La figure 7.14 illustre les résultats comparatifs de AODSEM sans assimilation, AODSEM avec assimilation sur POLDER et l'interpolation temporelle de l'IM des images POLDER avec les données AERONET pour le site GSFC.



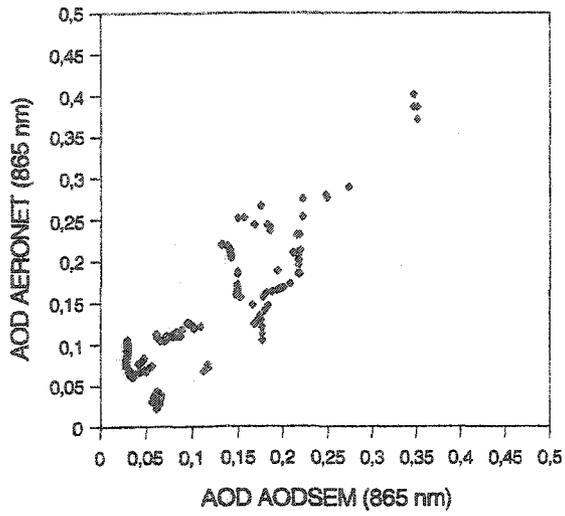
(a)



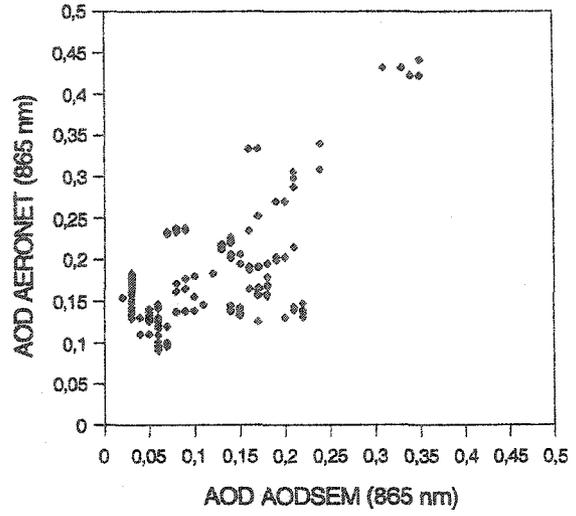
(b)

Figure 7.14: Comparaison des simulations AODSEM-libre (courbe grise), des simulations avec assimilation sur POLDER (courbe bleue) et de l'interpolation des images composites POLDER (courbe rouge) avec les données AERONET (triangles) et les données POLDER (sphères bleues) pour les sites GSFC (a) et Sherbrooke (b) du 14 au 30 juin 1997.

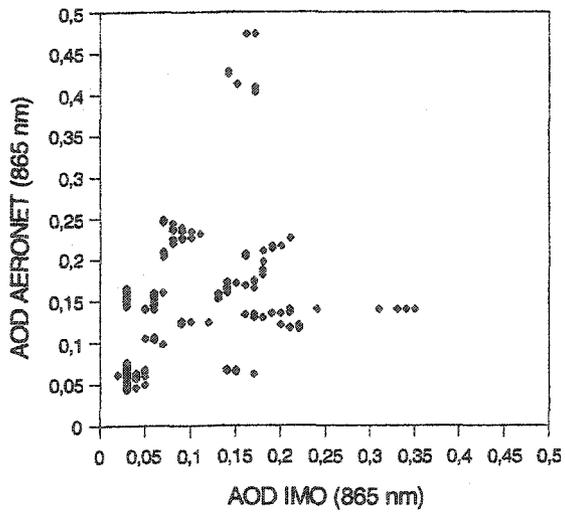
La figure 7.15 (a) montre le diffusiogramme entre AODSEM-libre et les données AERONET pour les jours 165 à 181 (14 au 30 juin 1997) au GSFC. Pour cette station, le coefficient de corrélation s'élève à 0,86 et les statistiques sur le résidu entre AODSEM-libre et AERONET donnent une valeur de $\langle \Delta \tau_a \rangle = 0,02$ et $\sigma = 0,04$. AODSEM-libre a capturé de façon remarquable un panache d'aérosols qui a passé au-dessus de GSFC au jour 177 (figure 7.14 (a)). Ce bon accord entre AODSEM sans assimilation et AERONET témoigne de la qualité du schéma d'advection et de la validité des variables météorologiques GEM utilisées. La corrélation entre AODSEM-libre et AERONET pour Sherbrooke est beaucoup plus faible ($r=0,49$) que le cas du GSFC. Cette plus faible corrélation peut s'expliquer par le fait que très peu de mesures AERONET supérieures à 0,1 sont disponibles dans ce cas (réduction de la gamme dynamique) et que pour une bonne partie de la période, aucune donnée AERONET n'est disponible (période nuageuse).



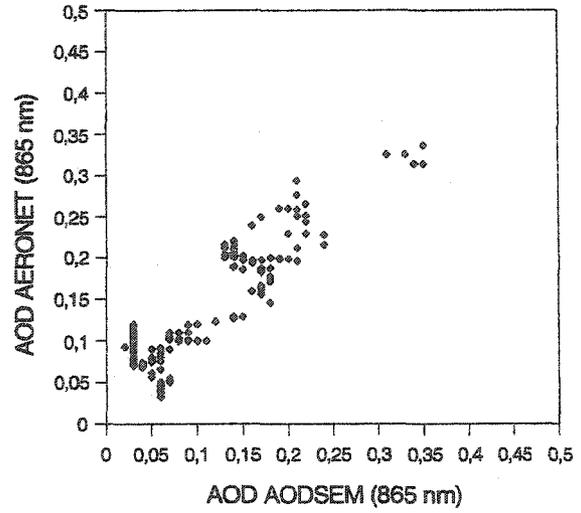
(a)



(b)



(c)



(d)

Figure 7.15: Corrélation entre les données AERONET et (a) AODSEM-libre ($r=0,86$), (b) assimilation sur les composites POLDER ($r=0,64$), (c) l'interpolation des composites POLDER ($r=0,31$), et (d) assimilation sur une mesure AERONET par jour ($r=0,91$) pour le site GSFC du jour 165 au jour 181 1997 (14 au 30 juin 1997).

Tel que démontré précédemment lors de la réalisation de l'étude de sensibilité, AODSEM nécessite une période d'initialisation minimale d'une semaine. Durant cette première semaine, le contenu en aérosols dans le modèle n'a pas eu le temps de se stabiliser. Nous pouvons donc nous attendre à ce que, durant cette période, le coefficient de corrélation entre le modèle et les données AERONET soit nettement plus faible. Ce dernier devrait croître au fur et à mesure que le temps écoulé depuis le début de la modélisation augmente.

Nous avons fait l'exercice de vérifier comment évolue le coefficient de corrélation entre AODSEM-libre et AERONET pour chaque semaine du mois de juin 1997. Cette évolution temporelle de r est présentée à la figure 7.16. Nous pouvons y constater que durant la première semaine la corrélation est médiocre, ce qui n'est pas étonnant compte tenu qu'il s'agit de la période d'initialisation du modèle. Le coefficient de corrélation augmente rapidement par la suite pour culminer à $r=0,93$ à la dernière semaine. Ce maximum de corrélation survient simultanément au minimum de l'écart quadratique moyen (rms) entre AODSEM-libre et AERONET. La baisse du coefficient de corrélation pour la semaine 3 peut s'expliquer par le faible nombre de données AERONET disponibles. Durant la semaine 3 il y a eu près de 3 jours consécutifs sans mesure AERONET.

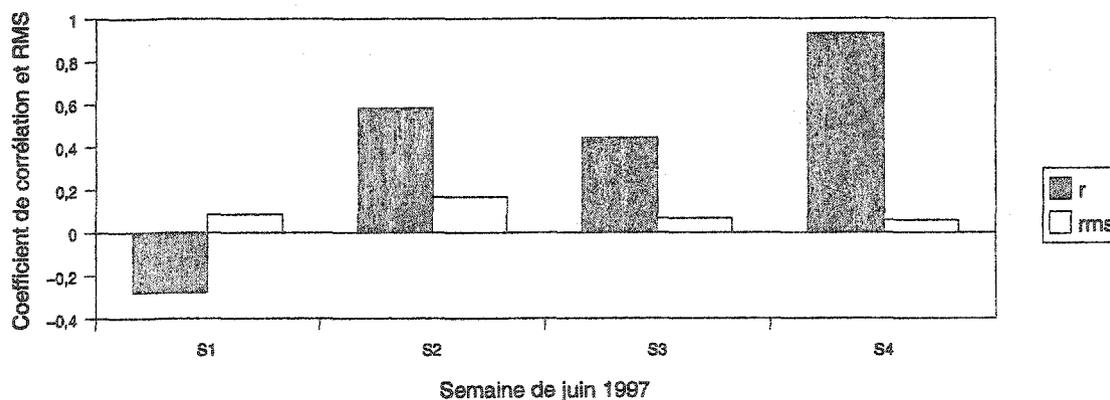


Figure 7.16: Évolution du coefficient de corrélation et de l'écart quadratique moyen entre AERONET et AODSEM-libre pour chaque semaine de modélisation pour le mois de juin 1997 au GSFC.

Sous des conditions idéales, la qualité de AODSEM avec assimilation devrait être supérieure à AODSEM-libre. Toutefois, comme dans ce cas la modélisation AODSEM a d'abord fait l'objet d'une assimilation avec les données POLDER, nous nous attendons à ce que la corrélation entre AODSEM et AERONET ne soit pas forcément meilleure.

En effet, les inversions POLDER et les données AERONET ne sont pas bien corrélées ($r=0,13$, $\langle \Delta \tau_a \rangle=0,03$, et $\sigma=0,09$). Dans les faits, nous obtenons une corrélation de $r=0,64$ ($\langle \Delta \tau_a \rangle=0,07$ et $\sigma=0,06$) pour AODSEM avec assimilation POLDER alors que nous avons $r=0,86$, $\langle \Delta \tau_a \rangle=0,02$ et $\sigma=0,04$ pour AODSEM-libre (voir figures 7.13 (a) et (b)). La relativement forte corrélation entre AODSEM avec assimilation POLDER et AERONET indique que la physique du modèle arrive à capturer les observations malgré une assimilation faite à partir de données de mauvaise qualité. En d'autres termes l'assimilation n'a pas complètement dégradé la bonne prévision faite par le modèle. Ce résultat semble indiquer que dans l'éventualité de périodes où les données sont mauvaises, nous pouvons nous attendre tout de même à ce que AODSEM produise des résultats utiles. De même, nous pouvons constater sur la figure 7.15 (c) que l'interpolation temporelle de l'IM est faiblement corrélée aux données AERONET $r=0,31$ ($\langle \Delta \tau_a \rangle=0,05$ et $\sigma=0,10$). Ces grands écarts entre AERONET et l'IM ($\langle \Delta \tau_a \rangle=0,05$ et $\sigma=0,10$) ainsi qu'entre AERONET et AODSEM-assimilation ($\langle \Delta \tau_a \rangle=0,07$ et $\sigma=0,06$) montrent qu'aucune de ces deux approches ne donne des résultats valables. Cela n'est pas étonnant dans le contexte où les données utilisées pour l'assimilation sont peu corrélées aux observations AERONET et que l'IM ne tire pas profit de l'évolution probable des aérosols telle que prédite par les lois de la physique. L'utilisation de données satellitaires peu fiables ne permet donc pas la confirmation ou l'infirmité de l'hypothèse de cette recherche car ni l'assimilation ni l'IM ne donnent de bons résultats comparatifs avec AERONET. En fait, pour ce cas de figure, le modèle sans assimilation (AODSEM-libre) est de loin le meilleur interpolateur avec $\langle \Delta \tau_a \rangle=0,02$ et $\sigma=0,04$. Pour la suite de cette étude, nous avons donc utilisé de données d'AOD plus précises pour l'assimilation: les données AERONET.

Nous avons d'abord assimilé les mesures AERONET disponibles acquises à 12 h. TU à chacun des deux sites correspondants. Les résultats de cette assimilation sont présentés sur la figure 7.17. Nous pouvons y constater, tel que qu'attendu, que l'assimilation permet une concordance légèrement meilleure entre AODSEM et AERONET comparé à ce qui est obtenu avec AODSEM-libre. En fait, pour le site du GSFC, l'assimilation a permis de passer d'un coefficient de corrélation de $r=0,86$ à $r=0,91$ (voir figure 7.15 (d)) alors que l'écart type est passé de $\sigma=0,04$ à $\sigma=0,03$. Ce résultat s'approche de la limite imposée par les fluctuations temporelles de haute fréquence qui caractérisent les données AERONET ($\sigma=0,02$, voir section 6.2.2). Le résidu moyen est quant à lui demeuré constant à $\langle \Delta \tau_a \rangle = 0,02$.

Pour le site de Sherbrooke, l'écart type est passé de $\sigma=0,15$ à $\sigma=0,12$ alors que le résidu moyen est passé de $\langle \Delta \tau_a \rangle = 0,05$ à $\langle \Delta \tau_a \rangle = 0,04$. Les fortes valeurs de $\langle \Delta \tau_a \rangle$ et plus particulièrement de σ pour ce site s'expliquent par l'absence presque totale de mesures AERONET des jours 165 à 175 qui correspondent à une période nuageuse. La présence de nuages contamine les mesures AERONET. De plus, ces périodes correspondent à des conditions de fortes valeurs d'humidité relative et nous avons montré précédemment que l'erreur de calcul de l'épaisseur optique par AODSEM est sensible à la valeur de l'humidité relative. De fait, si nous excluons la période des jours 165 à 175 pour le calcul du résidu au site de Sherbrooke, σ passe de 0,12 à 0,03 et $\langle \Delta \tau_a \rangle$ passe de 0,04 à 0,01.

En dépit du très faible nombre de données assimilées (une seule valeur par jour), nous constatons une amélioration de l'inter-comparaison entre AODSEM et AERONET pour les deux sites indépendamment de la période considérée pour le calcul du résidu. Afin de vérifier si l'augmentation du nombre de données assimilées conduit à une interpolation spatiale et temporelle des AOD significativement meilleure, nous avons doublé le nombre de données AERONET assimilées en exploitant les mesures AERONET acquises à 12h et à 21h TU. Dans ce cas, nous obtenons $r=0,92$ et $\langle \Delta \tau_a \rangle = 0,02$ avec $\sigma=0,03$ pour le site du GSFC. Nous ne

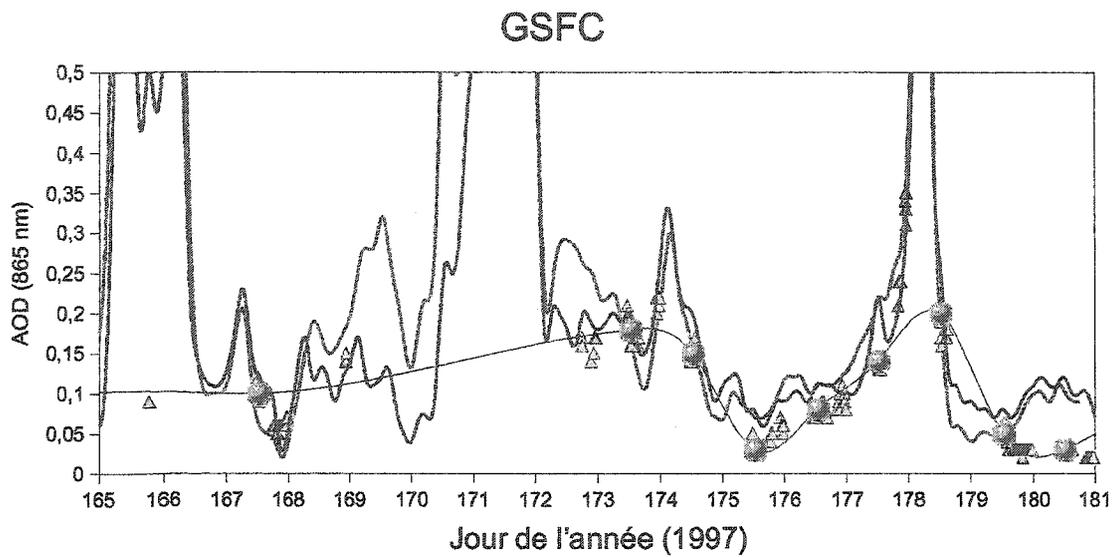
pouvons donc pas noter d'amélioration significative par rapport à l'assimilation effectuée uniquement à 12h TU. Pour le cas du site de Sherbrooke, nous obtenons $\langle \Delta \tau_a \rangle = 0,02$ et $\sigma = 0,12$ au lieu du $\langle \Delta \tau_a \rangle = 0,04$ à $\sigma = 0,12$ obtenu avec une assimilation à 12h. Ces résultats semblent indiquer qu'il est inutile d'augmenter le nombre de données assimilées lorsque le résidu est de l'ordre de 0,02, valeur qui semble constituer une limite inférieure au résidu entre les AOD assimilées et les données utilisées pour valider le modèle. Cette limite de $\sim 0,02$ peut être expliquée par le résidu obtenu lors de la vérification de la condition d'observabilité (nous avons trouvé 0,015). En d'autres termes il s'agit de la limite de précision du modèle lui-même.

Cette limite au résidu qui correspond à une surestimation de l'AOD de 0,02 suggère l'existence d'un biais systématique dans le modèle. La confusion autour de la définition des sulfates dans AODSEM pourrait être à l'origine de ce biais. Rappelons que nous avons utilisé l'indice de réfraction des aérosols solubles (WS) défini par Shettle et Fenn (1979) pour calculer les sections efficaces d'atténuation des sulfates. En réalité, comme les WS ne sont que partiellement composés de sulfates et que la balance est occupée par les aérosols organiques, nitrates et autres ($\sim 50\%$ de sulfates selon Hess *et al.*, 1998), il est normal que l'indice de réfraction des sulfates diffère de l'indice de réfraction des WS.

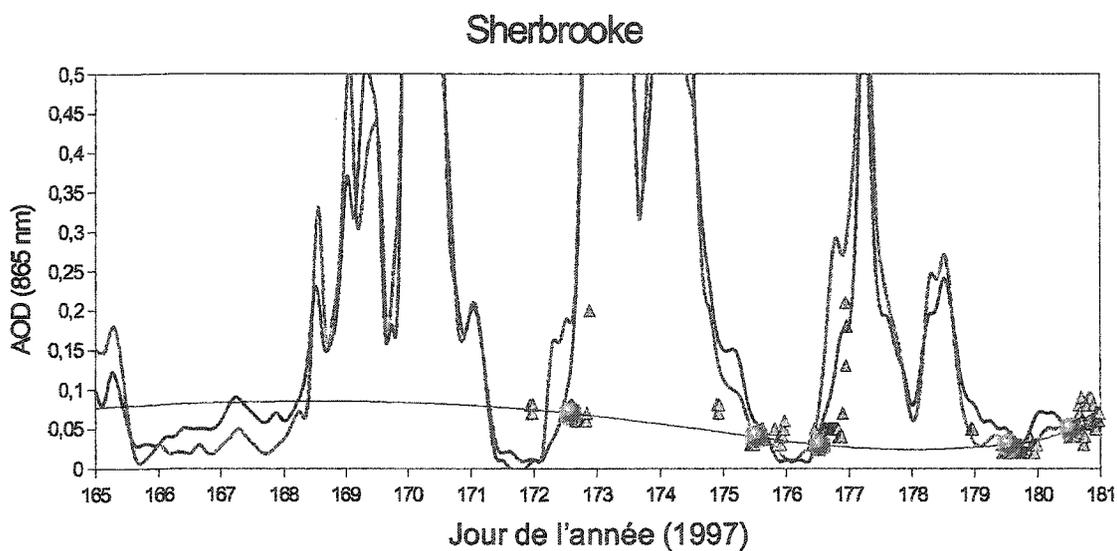
Pour vérifier cette hypothèse, nous avons procédé à un calcul de Mie à 550 nm pour une population de WS puis pour les sulfates purs en supposant la même distribution de taille lognormale ($\bar{r} = 0,0286 \mu m$ et $\sigma = 2,239$) et en utilisant les tables d'indices de réfraction proposées par Hess *et al.* (1998) dans OPAC (*Optical Properties of Aerosols and Clouds*). Cette étude démontre que la section efficace d'atténuation des WS est de 27% plus grande que la section efficace d'atténuation des sulfates. À l'aide des données de Tegen *et al.* (1997) pour les sites de GSFC et Sherbrooke, nous avons estimé que les sulfates et les aérosols organiques (qui correspondent à

peu près aux WS de Shettle et Fenn (1979)) contribuent à 60% de l'épaisseur optique totale pour ces régions.

Nous devons donc nous attendre à ce que le fait d'avoir utilisé les WS au lieu des sulfates entraîne une surestimation systématique des AOD de 16% ($27\% \times 60\%$). De fait, nous avons observé que, sur la période du mois de juin 1997, l'AOD moyenne AERONET (au GSFC et à Sherbrooke) est de l'ordre de 0,1 alors que le biais moyen du modèle s'élève à $\langle \Delta \tau_a \rangle = 0,02$, soit 20% de l'AOD moyenne. Cette valeur s'approche du 16% attendu, ce qui semble indiquer que le biais observé entre AODSEM et AERONET pourrait provenir de l'imprécision de la définition des sulfates dans AODSEM. Cette faiblesse de AODSEM sera corrigée ultérieurement simultanément à l'ajout des aérosols organiques carbonés.



(a)



(b)

Figure 7.17: Comparaison des simulations AODSEM-libre (courbe grise) et des simulations avec assimilation sur une donnée AERONET par site par jour (courbe bleue) avec l'ensemble des données AERONET (triangles) et les données AERONET ayant servies à l'assimilation (sphères bleues) pour les sites GSFC (a) et Sherbrooke (b) du 14 au 30 juin 1997. La courbe noire correspond à l'interpolation d'une fonction spline-cubique sur les données AERONET assimilées.

7.4 Contribution originale

Le développement du progiciel AODSEM constitue l'une des premières tentatives pour l'assimilation des épaisseurs optiques des aérosols à l'aide d'un modèle de transport. Bien que AODSEM partage cet objectif avec deux autres modèles (NAAPS et MATCH), il se distingue nettement par la prise en compte de la distribution de taille des aérosols. Une autre particularité originale réside dans le fait que AODSEM a été conçu en premier lieu pour être un interpolateur physique des AOD. AODSEM permet en quelque sorte de réaliser l'interface entre le monde de la recherche en modélisation atmosphérique et la problématique de l'analyse spatiale et temporelle des mesures en télédétection. Dans ce contexte, nous nous sommes permis plusieurs simplifications qui réduisent considérablement le temps de calcul. Ainsi, AODSEM peut être exécuté sur un ordinateur personnel et ne nécessite donc pas d'investissements majeurs en terme d'équipement informatique, ce qui le rend facilement accessible.

7.5 Limites de la recherche et développements futurs

Il va de soi que les hypothèses simplificatrices concédées pour la réalisation de AODSEM entraînent des limites à son utilisation. Certains processus et certaines particules n'ont pas été incorporées dans le modèle, et ce, dans le but de circonscrire le travail afin qu'une première version puisse être délivrée et partiellement validée dans le contexte d'un projet de doctorat. Par contre, un effort a été fait lors de sa conception afin de prévoir une intégration future aisée des processus ou des particules non considérées. À titre d'exemple, notons que, dans sa première version, AODSEM ne peut pas prendre en considération les émissions et la dynamique des poussières. Toutefois, une place leur a déjà été réservée dans le format des fichiers et dans l'algorithmique de sorte que leur intégration ne nécessiterait l'ajout que de quelques routines de calcul sans forcer une réforme en profondeur du modèle. Nous présentons ci-dessous un bilan des principales limites identifiées à ce jour, ainsi que certaines pistes d'avenir qui pourraient conduire à une diminution de leurs portées respectives:

1. Les taux de lessivage sont optimisés pour des hydrométéores liquides. Dans ce contexte, l'utilisation de AODSEM, lorsque la température atmosphérique est inférieure au point de congélation, doit être faite avec prudence et nécessite une validation spécifique aux précipitations froides.
2. Les émissions de poussières ne sont pas encore prises en compte. C'est pourquoi, les domaines d'applications de AODSEM devraient se situer loin des grandes étendues de sols nus (zones désertiques). Techniquement, AODSEM est déjà en mesure de calculer la contribution des poussières à l'AOD, car les sections efficaces d'atténuation des poussières figurent déjà dans la base de donnée optique. Toutefois, pour l'instant, la concentration des poussières est posée égale à zéro (c.-à-d. émissions nulles). À court terme, une modification mineure pourrait être apportée à AODSEM pour pouvoir tenir compte des poussières. Elle consisterait à ajouter la possibilité d'injecter manuellement des sources ponctuelles de poussières. Comme les émissions de poussières sont dépendantes du vent de surface, qui est lui-même très variable sur une base spatiale et temporelle, la construction manuelle d'un tel inventaire s'avère une opération fastidieuse. À moyen terme, il est prévu que l'inventaire des émissions de poussières soit produit dynamiquement à partir du type de sol et de la vitesse du vent à la surface.
3. L'absence des aérosols organiques carbonés dans l'inventaire des émissions et dans la base de données microphysiques de AODSEM est problématique, notamment, pour l'étude des émissions d'aérosols par les feux de forêts. À l'heure actuelle, la modélisation des émissions des feux par AODSEM s'est résumée à l'étude de la dynamique des BC. Contrairement aux BC, les OC sont solubles et leurs propriétés optiques et mécaniques sont donc sensibles à la variabilité du taux d'humidité relative. Dans ce contexte, une modélisation reposant uniquement sur les BC ne pourra pas rendre compte de cette influence. Des travaux ont déjà été entrepris par le Groupe de recherche et d'applications en physique au Collège de Sherbrooke (Graphycs) pour intégrer les OC dans la version 2.0 de AODSEM.

4. L'utilisation de AODSEM à l'échelle globale n'est pour l'instant pas possible car les échanges aux frontières sont pilotés par la climatologie GADS. Nous n'avons pas prévu à ce jour que les aérosols sortant d'un coté du domaine puissent entrer de l'autre côté. Dans la version actuelle, les aérosols qui sortent du domaine sont systématiquement retirés du bilan de aérosols en circulation. Cette limite a aussi un impact sur la modélisation d'événements de pollution ponctuels à l'échelle régionale pour les régions situées en périphérie du domaine de modélisation. En effet, de tels événements sporadiques ne peuvent être comptabilisés en alimentant les frontières par une climatologie qui correspond à des moyennes saisonnières de l'AOD. Nous avons d'ailleurs noté, lors de l'analyse de l'expérience des feux de 1998, que certains aérosols émis par des feux situés en bordure du domaine de modélisation sont sortis du domaines par la frontière nord et n'ont jamais pu réintégrer le domaine en dépit de la direction des vents favorables à cette réintégration. En effet, ils n'étaient plus comptabilisés par le modèle. Nous discuterons plus loin d'une piste de solution intéressante pour ce problème.

5. La confusion entre la définition des propriétés optiques des sulfates et des WS entraînerait un biais systématique du résidu entre le modèle et les observations qui serait de l'ordre de 20% de la valeur de l'AOD mesurée. Cette erreur sera incessamment corrigée simultanément à l'ajout des OC dans le modèle et fera partie de la version 2.0 de AODSEM.

6. Les résultats de la validation sur l'été 1997 indiquent que, pour être propices à l'assimilation par le modèle, les mesures de l'AOD doivent démontrer le moins d'erreurs possible. En fait, l'erreur du modèle est en bonne partie dépendante de cette erreur sur les données assimilées et nous avons montré en outre que l'usage d'AOD imprécises telles que POLDER peut mener à une dégradation des résultats modélisés par rapport aux résultats sans assimilation. Dans ce contexte, il serait intéressant de réformer l'algorithme d'assimilation afin qu'il puisse prendre en

considération l'erreur associée aux mesures assimilées (matrice de covariance).

7. Le modèle montre de bonnes performances pour autant que nous disposions d'un inventaire réaliste des émissions. Ceci pose un problème dans le contexte d'événements de pollution sporadiques tels que des grands feux de forêts et des éruptions volcaniques. Bien que la validation actuelle suggère que l'assimilation peut corriger en bonne partie l'absence de ces sources sporadiques dans l'inventaire des émissions, il est évident que la qualité de la modélisation sera améliorée si l'utilisateur produit manuellement son propre inventaire des émissions correspondant aux émissions réelles.

CONCLUSION

Nous avons élaboré dans cette thèse une nouvelle méthodologie permettant de procéder à une interpolation spatiale et temporelle de l'épaisseur optique des aérosols qui repose sur la modélisation dynamique des processus physiques qui les affectent ainsi que sur un schéma d'assimilation des mesures disponibles. L'originalité et la force de ce projet réside dans le fait que le modèle est optimisé pour la modélisation des propriétés optiques des aérosols afin de permettre leur analyse et leur prévision. Cette optimisation est d'ailleurs intimement liée à une connaissance fondamentale des mesures optiques et de leurs erreurs. Le développement d'un tel modèle prend toute sa légitimité dans le fait qu'il est réalisé au sein d'une équipe de recherche spécialisée dans l'étude de l'optique de l'atmosphère.

Pour répondre aux besoins des expérimentateurs plusieurs processus physiques ont pu être négligés en raison de leur impact limité sur les propriétés optiques ce qui a permis d'alléger considérablement le traitement. Les premiers résultats de validation présentés dans cette thèse semblent indiquer que cette approche est très prometteuse. AODSEM a d'ailleurs été retenu comme le plus haut niveau d'interpolation des mesures d'épaisseurs optiques des aérosols sur l'Amérique du Nord dans le cadre du projet *Networked On-line Mapping of Atmospheric Data* (NOMAD) financé pour trois ans par le CRSNG (O'Neill *et al.*, 2002b). Le travail présenté ici doit être perçu comme un premier pas vers un projet appelé à se complexifier davantage.

Dans sa forme actuelle, le progiciel AODSEM comporte un certain nombre de simplifications qui ont été adoptées dans le but de tester la limite raisonnable des

approximations qui permettent néanmoins une modélisation acceptable en relation avec la précision typique des méthodes expérimentales permettant de détecter l'épaisseur optique des aérosols. Le présent travail démontre la validité de ce progiciel du moins dans les limites des cas de figures étudiés. Toutefois, il convient de souligner que certaines améliorations seront essentielles pour étendre son utilisation fiable à un certain nombre de conditions d'utilisations qui n'ont pas été explorées dans cette thèse.

Parmi les conditions potentiellement problématiques, notons le fait que le progiciel ne prend pas en considération les émissions de poussières, nous sommes donc contraints à limiter son utilisation aux domaines éloignés des sites désertiques. Soulignons également le fait que les aérosols organiques carbonés ne sont pas considérés, ce qui complique l'utilisation de AODSEM pour des périodes où les émissions par les feux de biomasse sont prédominantes. Rappelons aussi que les aérosols qui quittent le domaine par une des frontières sont définitivement retirés du bilan des particules en circulation, ce qui pose problème en particulier lorsque des sources importantes sont situées près des limites du domaine. Enfin, il convient de mentionner que le processus de lessivage par précipitation est optimisé pour le cas des hydrométéores liquides, ce qui limite son utilisation aux températures supérieures au point de congélation de l'eau.

Comme le développement de AODSEM est un projet en constante évolution, nous devons définir des axes prioritaires pour orienter les améliorations à venir. Outre les suggestions d'améliorations déjà identifiées à la section 7.5, nous suggérons ici quelques pistes supplémentaires à explorer.

- Il serait intéressant d'étudier un nouveau mode d'exécution du modèle qui consisterait à procéder à une modélisation sur un plus vaste domaine que le domaine visé mais à une résolution beaucoup moins fine. Cette modélisation pourrait servir de base de données pour initialiser l'éponge du domaine lors de la modélisation finale en remplacement de la climatologie GADS.
- Des travaux ont déjà été entrepris pour intégrer le processus de coagulation des

aérosols qui correspond à l'agglomération de particules suite à des collisions sous l'effet du mouvement Brownien. Comme nous en avons discuté précédemment, parmi les processus négligés dans AODSEM, la coagulation est celui qui a le plus d'importance. La coagulation a un impact sur l'évolution de la distribution de taille des aérosols. Étant donné que son incorporation implique peu de temps de calcul supplémentaire, nous jugeons qu'il serait souhaitable de l'intégrer à la prochaine version du progiciel.

- Une validation de AODSEM par rapport au modèle de qualité de l'air GEM-AQ ou de NARCM serait instructive et permettrait de mieux quantifier les effets des simplifications.

RÉFÉRENCES

Bokoyé, A. I., O'Neill, N. T., Royer, A. (1999) AEROCAN 1998 Status Report. Centre d'Applications et de Recherches en Télédétection (CARTEL), Université de Sherbrooke, Canada.

Ackerman, I. J., Hass, H., Memmesheimer, M., Ebel, A., Binkowski, F. S., Shankar, U. (1998) Modal Aerosol Dynamics model for Europe: Development and first applications. *Atmos. Environ.*, 32, 2981–2999.

Aden, A. L. (1951) Electromagnetic scattering from spheres with sizes comparable to the wavelength, *J. Appl. Phys.*, 22, 5, 601–605.

Alt, J. (1978) Formules empiriques pour la pression de saturation de la vapeur d'eau, Direction de la météorologie, Note technique du service météorologique métropolitain, section XI, pièce #5, 6 p.

Barrie, L. A., Blanchet, J.-P. (1996) A collaborative proposal to the canadian climate research program on aerosols and climate: Northern Aerosol Regional Climate Model (NARCM).

Bates, T.S., Quinn, P.K., Covert, D.S., Coffman, D.J., Johnson, J.E., Wiedensohler, A. (1999) Aerosol physical properties and processes in the lower marine boundary layer: A comparison of shipboard sub-micron data from ACE1 and ACE2. submitted to *Tellus*.

Bates, T. S., Huebert, B. J., Gras, J. L., Griffiths, F. B., Durkee, P. A. (1998) International Global Atmospheric Chemistry (IGAC) Project's First Aerosol Characterization Experiment (ACE-1): Overview, *J. Geophys. Res.*, 103, 16297–16318.

Berner, A., Sidla, S., Galambos, Z., Kruisz, C., Hitzenberger, R., ten Brink, H. M., Kos, G. P. A. (1996) Modal character of atmospheric black carbon size distributions, *J. Geophys. Res.*, 101, 19559–19565.

Bertrand, C. (2000) Communication personnelle, Département de géographie et télédétection, Université de Sherbrooke, Cedric.Bertrand@oma.be.

Binkowski, F. S. (1999) Aerosol in Models-3 CMAQ in Science algorithms of the EPA Models-3 community multiscale air quality system. document EPA/600/R-99/030, Atmospheric Modeling Division, National Exposure Research Laboratory, U.S. Environmental Protection Agency Research Triangle Park, NC.

Blanchard, D. E., Woodcock, A. D. (1980) The production, concentration and vertical distribution of sea-salt aerosol, *Ann. New York Acad. Sci.*, 338, 330–341.

Bloom, S. C., Takacs, L. L., Da Silva, A. M., Ledvina, D. (1995) Data assimilation using incremental analysis updates, *Monthly Weather Review*, vol. 124, 1256–1270.

Byun, D. W., Ching, J. K. S. (1999) Science algorithms of the EPA Models-3 community multiscale air quality system. document EPA/600/R-99/030, Atmospheric Modeling Division, National Exposure Research Laboratory, U.S. Environmental Protection Agency Research Triangle Park, NC.

Caya, D., Laprise, R. (1999) A Semi-Implicit Semi-Lagrangian Regional Climate Model: The Canadian RCM. *Monthly Weather Review*, 1999, v.127, n.3, p.341, 22p.

Chan, W. H., Vet, R. J., Lulis, M. A., Skelton, G. B. (1983) Airborne particulate size distribution measurements in nickel smelter plumes, *Atm. Env.*, 17, 6, 1173–1181.

Charlson, R. J., Schwartz, S. E., Hales, J. M., Cess, R. D., Coakley, J. A., Hansen, J. E., Hofmann, D. J. (1992) Climate Forcing by Anthropogenic Aerosols. *Science*, 255, 423–599.

Chen, M., Bates, J. R. (1995) An intercomparison of climate simulations from a semi-Lagrangian and Eulerian GCM. *J. Climate*.

Christensen, J. H. (1997) The Danish eulerian hemispheric model – A three-dimensional air pollution model used for the Arctic., *Atm. Env.*, 31, 4169–4191.

Coakley, J. A. Jr., Cess, R. D. (1985) Response of the NCAR community climate model to the radiative forcing by the naturally occurring tropospheric aerosols. *J. Atmos. Sci.*, 42, 1677–1692.

Collins, W. D., Rasch, P. J., Eaton, B. E., Khattatov, B. V., Lamarque, J.-F., Zender, C. S. (2000) Simulating Aerosols Using a Chemical Transport Model with Assimilation of Satellite Aerosol Retrievals: Methodolog for INDOEX. For submission to the *Journal of Géophysical Research*.

Cooke, W. F. (1997) Fossil Fuel Black Carbon annual metric tons 1. GEIA document bccooke.txt, inventory file antbc84yr1.1a, Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, Forrestal Campus, Princeton U.S.A.

Cooke W. F., Wilson, J. J. N. (1996) A global black carbon aerosol model. *J. Geophys. Res.*, 101, 14, 19395–19409.

Cooke, W. F., Koffi, B., Grégoire, J.-M. (1996) Seasonality of vegetation fires in Africa from remote sensing data and application to a global chemistry mode. *J. Geophys. Res.*, 101, 15, 21051–21065.

Corbató, F. J., Uretsky, J. L. (1959) Generation of spherical bessel functions in digital computers, *J. Assoc. Computing Machinery*, 6, 366–375.

Côté, J., Desmarais, J. G., Gravel, S., Méthot, A., Patoine, A., Roch, M., Staniforth, A. (1997) The Operational CMC/MRB Global Environmental Multiscale (GEM) Model. Service de l'environnement atmosphérique, Dorval, QC.

Daley, R., Barker, E. (2001) NAVDAS: Formulation and diagnostics. *Mon. Wea. Rev.*, 129, 869–883.

Daley, R. (1991) *Atmospheric Data Analysis*. Cambridge University Press.

d'Almeida, G. A., P. Koepke, P., Shettle, E. P. (1991) *Atmospheric aerosols: Global climatology and radiative characteristics*, A. Deepak Publishing, Hampton, Virginia.

Deepak, A., Box, G. P. (1982) Representation of aerosol size distribution data by analytical models, *Atmospheric Aerosols: Their formulation, optical properties, and Effects*, ed. A. Deepak, Spectrum Press, Hampton, Virginia, USA.

Deuzé J. L., Bréon, F. M., Devaux, C., Goloub, P., Herman, M., Lafrance, B., Maignan, F., Marchand, A., Nadal, F., Perry, G., Tanré, D. (2001) Remote sensing of aerosols over land surfaces from POLDER–ADEOS–1 polarized measurements, *J. Geophys. Research*, Vol. 106, no. D5, 4913–4926.

Draxler, R. R., Hess G. D. (1997) Description of the HYSPLIT_4 modelling system. NOAA technical memorandum ERL ARL–224.

Dulac, F., Tanré, D., Bergametti, G., Buat–Menard, P., Desbois, M., Sutton, D. (1992) Assessment of the african airborne dust mass over the western Mediterranean sea using Meteosat data, *J. Geophys. Research*, 97, 2489–2506.

Durkee, P. A., Brown, B. B., Nielsen, K. E., Russel, P. B., Livingston, J. (1997) Aerosol optical properties from NOAA AVHRR and GOES-9 measurements during TARFOX, EOS, Trans. Amer. Geophys. Union, 78,S87.

Fillol, E. (2000) communication personnelle, Département de géographie et télédétection, Université de Sherbrooke, erwann@hermes.usherb.ca.

Garcia Nieto, P. J., Arganza Garcia, B., Fernandez Diaz, J. M., Rodriguez, M. A. (1994) Parametric Study of Selective Removal of Atmospheric Aerosol by Below-Cloud Scavenging. , Atmos. Environment, 28:14:2335-2342.

Gong, S., Barrie, L. A., Blanchet, J.-P., von Salzen, K., Lohmann, U., Lesins, G., Spacek, L., Zhang, L. M., Girard, E., Lin, H., Leaitch, R., Leighton, H., Chylek, P., Huang, P. (2002) Canadian Aerosol Module: A size-segregated simulation of atmospheric aerosol processes for climate and air quality models 1. Model development., J. Geophys. Res., 107.

Gong, S., Barrie, L. A., Jian, J., Blanchet, J.-P., Girard, E., Lohmann, U., Lesins, G., Chylek, P., von Salzen, K., Leighton, H., Leaitch, R., Lin, H. (2000) CAM-Canadian Aerosol Module. Unpublished manuscript, Atmosphere Environment service, Downsview, Canada.

Gong, S., Barrie, L. A., Blanchet, J.-P. (1997a) Modeling sea-salt aerosols in the atmosphere - I, Model development, J. Geophys. Res., 102, 3805-3818.

Gong, S., Barrie, L. A., Prospero, J., Savoie, J. (1997b) Modeling sea-salt aerosols in the atmosphere - II, Atmospheric concentrations and fluxes,, J. Geophys. Res., 102, 3819-3830.

Guyot, G. (1997) Climatologie de l'environnement, chapitre 3, Masson éditeur.

Hansen, J. E., Lacis, A. A. (1990) Sun and dust versus greenhouse gases: an assessment of their relative roles in global climate change. *Nature*, 346, 713–719.

Hao, W. M., Lui, M. H., Crutzen, P. J. (1991) Estimates of annual and regional releases of CO₂ and other trace gases to the atmosphere from fires in the tropics, based on FAO statistics for the period 1975–1980. In « Fire in the tropical biota–Ecosystems processes and global challenges » editor J.G. Goldammer, Springer–Verlag.

Harrison, L., Michalsky, J. (1994) Automated multifilter rotating shadow–band radiometer: an instrument for optical depth and radiation measurements. *Appl. Opt.* Vol. 33, No. 22, 5118–5125.

Hegg, D. A. ; Livingston, J. ; Hobbs, P. V. ; Novakov, T. ; Russell, P. (1997) Chemical apportionment of aerosol column optical depth off the mid–Atlantic coast of the United States *J. Geophys. Res.* Vol. 102 , No. D21 , p. 25,293.

Herman, J. R. (2001) Communication personnelle, Goddard space flight center, N.A.S.A., herman@tparty.gsfc.nasa.gov

Herman, M., Deuzé, J. L., Devaux, C., Bréon, F. M., Tanré, D. (1997) Remote sensing of aerosols over land surfaces including polarization measurements and application to POLDER measurements, *J. Geophys. Res.*, 102(D14).

Hess, M., Koepke, P., Schult, I. (1998) Optical properties of aerosols and clouds: The software package OPAC, *Bul. of the American Met. Soc.*, 79, 5, 831–844.

Hogan, T. F., Rosmond, T. E. (1991) The description of the Navy operational global atmospheric prediction system's spectral forecast model, *Mon. Wea. Rev.*, 119, 1786–1815.

Holben, B. N., Eck, T. F., Slutsker, I., Tanre, D., Buis, J. P., Setzer, A., Vermote, E., Reagan, J. A., Kaufman, Y. J., Nakajima, T., Lavenu, F., Jankowiak, L., Smirnov, A. (1998) AERONET – A Federated Instrument Network and Data Archive for Aerosol Characterization. *Remote Sens. Environ.* 66:1–16.

Holben, B. N., Vermote, E., Kaufman, Y. G., Tanré, D., Kalb, V. (1992) Aerosol retrieval over land from AVHRR data– Application for atmospheric correction. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 30: 212–222.

Hsu, N. C., Herman, J. R., Torres, O., Holben, B. N., Tanre, D., Eck, T. F., Smirnov, A., Chatenet, B., Lavenu, F. (1999) Comparisons of the TOMS aerosol index with Sun–photometer aerosol optical thickness: Results and applications., *Journal of Geophys. Res.*, 104:D6. 6269–6279.

Hsu, N. C., Herman, J. R., Bhartia, P. K., Seftor, J., Torres, O., Thompson, A. M., Gleason, J. F., Eck, T. F., Holben, B. N. (1996) Detection of biomass burning smoke from TOMS measurements, *Geophys. Res. Lett.*, 23, 745–748.

Ignatov, A., Stowe, L., Singh, R. (1997) Validation of the NOAA/NESDIS operational aerosol retrievals using TARFOX data, *EOS, Trans. Amer. Geophys., Union*, 78, S87.

Infeld, L. (1947) The influence of the width of the gap upon the theory of antennas, *Quart. Appl. Math.*, 5, 2, 113–132.

Jacobson, M. Z. (1997) Development and Application of a new air pollution modeling system. Part II: Aerosol module structure and design. *Atmos. Environ.*, 31, 131–144.

Jaenicke, R. (1979) Measurements of aitken nuclei in extremely clean air in Tasmania (Australia), *J. Aerosol Sci.*, 10, 205–207.

Kasten, F., Young, A. T. (1989) Revised optical air mass tables and approximation formula, *Applied Optics* 28 (22), 4735–4738.

Kattawar, G. W., Plass, G. N. (1967) Electromagnetic scattering from absorbing spheres, *Appl. Opt.*, 6, 8, 1377–1382.

Kaufman, Y. J., Sendra, C. (1988) Algorithm for Automatic Atmospheric Correction to Visible and Near-IR Satellite Imagery, *International Journal of Remote Sensing*, Vol. 9, No. 8, 1357–1381.

Kaufman, Y. J., Tanré, D. (1998) Algorithm for Remote Sensing of Tropospheric Aerosol from MODIS. NASA/GSFC product ID: MOD04, file atbd_mod02.pdf from: <http://modarch.gsfc.nasa.gov/MODIS/MODIS.html>

Khattatov, B. V., Lamarque, J.-F., Lyjak, L. V., Ménard, R., Levelt, P., Tie, X., Brasseur, G. P., Gille, J. (2000) Assimilation of satellite observations of long-lived chemical species in global chemistry transport models. *J. Geophys. Res.*, 105, 29,135–29,144.

Kilcoyne, H. (1997) Past & Current Methods of Data Assimilation at Leading Weather & Analysis centers., <http://www.datafront.com/paper>.

Koepke, P., Hess, M., Schult, I., Shettle, E. P. (1997) Global Aerosol Data Set, Report No. 243 of the Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg, ISSN 0937-1060.

Lavoué, D., Liousse, C., Cachier H., Stocks, B. J., Goldammer, J. G. (2000) Modeling of carbonaceous particles emitted by boreal and temperate wildfires at northern latitude, *J. Geophys. Res.*, 105, D22, 26871–26890.

Lavoué, D. (2000) Transport vers la région arctique des aérosols carbonés émis par les feux de biomasse des régions boréales et tempérées, Thèse de doctorat, Université de Paris VII, France.

Lesins, G., Chylek, P., Wong, J. (1998) Parametrization of the water uptake for the NARCM subroutine aeroprop-technical report, Dalhousie University, Halifax, Canada.

Li, Z., Khananian, A., Fraser, R., Chilar, J. (2001) Detecting smoke from boreal forest fires using neural network and threshold approaches applied to AVHRR imagery, *IEEE Tran. Geosci. & Rem. Sen.*, revised, 39, 1859–1870.

McClatchey, R.A., Bolle, H.-J., Kondratyev, K. Ya. (1982) A Preliminary Cloudless Standard Atmosphere for Radiation Computation. Standard Radiation Atmosphere Report (SRA), International Association for Meteorology and Atmospheric Physics, U.S.A..

McElroy, M. W., Carr, R. C., Ensor, D. S., Markowski, G. R. (1982) Size distribution of fine particles from coal combustion, *Science.*, 215, 13–19.

Ménard, R., Chang, L.-P. (2000) Assimilation of stratospheric chemical tracer observations using a Kalman filter. Part II: χ^2 - Validated results and analysis of variance and correlation dynamics. *Mon. Wea. Rev.*, 128, 2672–2686.

Meng, Z., Dabdub, D., Seinfeld, J. H. (1998) Size-resolved and chemically resolved model of atmospheric aerosol dynamics. *J. Geophys. Res.*, 103, 3419–3435.

Monahan, E. C., Spiel, D. E., Davidson, K. L. (1986) A Model of Marine Aerosol Generation via Whitecaps and Wave disruption, *Oceanic Whitecaps*, E.C. Monahan and G. Mac Niocaill (eds.), D. Redeil Publishing, Dordrecht, Holland, 167–174.

Moran, M. D., Dastoor, A., Gong, S., Gong, W., Makar, P. A. (1998) Conceptual Design for the AES Regional Particulate-Matter Model/ Unified Air Quality Model. Atmospheric Environment Service, Canada.

Middleton, P. (1997) DAQM –simulated spatial and temporal differences among visibility, PM, and other air quality concerns under realistic emission change scenarios. *J. Air & Waste Manage. Assoc.*, 47, 302–316.

Mie, G. (1908) Beigrade zur optik trüber medien, speziell kolloidaler metallösungen, *Ann. Physik.*, 25, 377–445.

Nadal, F., Bréon, F. M. (1999) Parametrization of surface polarized reflectance derived from POLDER spaceborne measurements, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 37, 1709–1718.

Nemesure, S. (1995) Direct shortwave forcing of climate by the anthropogenic sulfate aerosol: sensitivity to particle size, composition and relative humidity. *Journal Geophys. Res.*, 100, 26105–26116.

O'Neill, N. T. (2003) Communication personnelle. Département de géographie et télédétection, Université de Sherbrooke, Canada.

O'Neill, N. T., Eck, T. F., Holben, B. N., Smirnov, A., Royer, A., Li, Z. (2002a), Optical properties of Boreal Forest Fire Smoke Derived from Sunphotometry, (accepted for publication in *J. Geophys. Res.*).

O'Neill, N. T., Royer, A., Aubé, M., Thulasiraman, S., Vachon, F., Teillet, P. M., Freemantle, J., Blanchet, J-P., Gong, S. (2002b) Atmospheric Optical Parameter Server for Atmospheric Corrections of Remote Sensing Data, IGARSS-2002 proceedings, Toronto, Ont., Canada.

O'Neill, N. T. (1998) Preliminary Specifications for Optical Calculations, NARCM AEROSOL OPTICAL VALIDATION PROJECT, CARTEL, Université de Sherbrooke, Sherbrooke, Canada, http://www.callisto.si.usherb.ca/~noneill/NARCM_issues/optics.htm

O'Neill, N. T., Freemantle, J. (1995) Radiative Transfer Benchmark Results for Airborne Multi-altitude Radiance and Irradiance Computations. Internal report CARTEL-1995-020, Centre d'applications et de recherches en télédétection, Université de Sherbrooke, Canada.

Pabla, B. (1999) Communications personnelles. Air quality research branch, Environnement Canada, Balbir.Pabla@ec.gc.ca

Pai, P., Vijayaraghavan, K., Seigneur, C., Hegarty, J., Leidner, M., Louis, J.-F. (1998) Particulate matter modeling in the Los Angeles Basin using MM5 and SAQM-AERO -preliminary results. In: PM2.5: A fine particle standard, J.Chow and P. Koutrakis, Editors, VIP-81, Air & Waste Management Association, Pittsburg, 748-758.

Penner, J. E., Charlson, R., O'Neill, C. A. (1992) Effects of aerosol from biomass burning on the global radiation budget. *Science* 256: 1432-1433.

Quinn, P. K., Bates, T. S., Coffman, D. J., Miller, T. L., Johnson, J. E., Covert, D. S., Putaud, J.P., Neusub, C., Novakov, T. (1999) A comparison of aerosol chemical and optical properties from the first and second aerosol characterization experiments. submitted to *Tellus*.

Raes, F., Bates, T., McGovern, F., Liedekerke, M. Van (2000) INTRODUCTION AND OVERVIEWS - Foreword - The second Aerosol Characterization Experiment (ACE-2) The 2nd Aerosol Characterization Experiment (ACE-2): General overview and main results, *Tellus - Series B - Chemical and Physical Meteorology*, Vol. 52 , no. 2, 111-126.

Rao, C. R. N., McClain, E. P., Stowe, L. L. (1989) Remote sensing of aerosols over the oceans using AVHRR data theory, practice and applications. *Int. J. Remote Sens.*, 10: 743–749.

Reader, M. C., Boer, G. J. (1998) The modification of greenhouse gas warming by the direct effect of sulfate aerosols. *Climate Dynamics*, 14:593–607.

Reid, J. S., Hobbs, P. V., Ferek, R. J., Blake, D. R., Martins, J. V., Dunlap, M. R., Liousse, C. (1998) Physical, chemical, and optical properties of regional hazes dominated by smoke in Brazil, *J. Geophys. Research*, vol. 103, no. D24, 32059–32080.

Salomonson, V. V., Barnes, W. L., Maymon, P. W., Montgomery, H. E., Ostrow, H. (1989) MODIS: Advanced Facility Instrument for Studies of the Earth as a System, *IEEE Trans. on Geos. and Rem. Sens.*, 27, 145–153, 1989.

Seigneur, C., Pai, P., Louis, J.-F., Hopke, P., Grosjean, D. (1997) Review of Air Quality Models for Particulate Matter. Document No. CP015–97–1b, Prepared for American Petroleum Institute, Washington, D.C., 311 pp.

Seigneur, C., Hudischewskyi, A. B., Seinfeld, J. H., Whitby, K. T., Whitby, E. R., Brock, J. R., Barnes, H. M. (1986) Simulation of aerosol dynamics: a comparative review of mathematical models, *Aerosol Sci. Technol.*, 5, 205–222.

Shettle, E. P., Fenn, R. W. (1979) Models for the Aerosols of the lower Atmosphere and the Effect of Humidity Variations on their Optical Properties. *Environmental Research Papers* no. 676, Optical Physics Division, Air Force Geophysics Laboratory. MA..

Schubert, S. D., Rood, R. B., Pfaendtner, J. (1993) An assimilated data set for earth science applications, *Bull. Amer. Meteor. Society*, 74, 2331–2342.

Smirnov, A., Holben, B. N., Eck, T. F., Dubovik, O., Slutsker, I. (2002) Cloud screening and quality control algorithms for the AERONET database, file *Screening_paper_final.pdf*, http://aeronet.gsfc.nasa.gov:8080/F_Info/Cloud_scr.html

Spacek, L., Gong, S., v.Salzen, K., Lohmann, U., Liu, P., Vet, R., Chul-Un Ro, Blanchet, J.-P., Barrie, L. A., Leighton, H., Hoff, R. M. (1999) The NARCM Aerosol Model Applied to Eastern North America LITE Shuttle Measurement Period, to be submitted.

Spiro, P.A., Jacob, D. J., Logan, J. A. (1992) Global inventory of sulfur emissions with a 1°x 1° resolution. *J. Geophys. Res.*, 97, 6023–6036.

Staniforth, A., Côté, J. (1991) Semi-Lagrangian Schemes for Atmospheric Models—A Review, *Monthly Weather Review*, 119:2206–2223.

Staudenmaier, M. J. (1996) Differences in relative humidities in the NMC model suite. WR-Technical Attachment no. 96–20, WR SSD/NWSFO, Salt Lake City, U.S.A.

Vermote, E., Tanré, D., Deuzé, J. L., Herman, M., Morcrette, J. J. (1997), Second simulation of the satellite signal in the solar spectrum (6-S), User Guide Version 2.

Tanré, D., Geleyn, J. F., Slingo, J. (1984) First results of the introduction of an advanced aerosol-raidation interaction in ECMWF low resolution global model. In *Aerosols and their climatic effects*, Eds. H.E. Gerber and A. Deepak, Hampton, Virginia, Deepak Publishing, 133–177.

Tanre, D., Herman, M., Deschamps, P. Y. (1981), Influence of the background contribution upon space measurements of ground reflectance, Appl. Opt., 20, p. 3676–3684.

Tegen, I., Hollrig, P., Chin, M., Fung, I., Jacob, D., Penner, J. (1997) Contribution of different aerosol species to the global aerosol attenuation optical thickness: Estimates from model results. J. Geophys. Res. 102, 23895–23915.

Tegen, I., Fung, I. (1995) Contribution to the mineral aerosol load from land surface modification. J. Geophys. Res., 100, 18707–18726.

Vachon, F. (2000) Communication personnelle, Département de géographie et télédétection, Université de Sherbrooke, fvachon@hermes.usherb.ca

Van de Hulst, H. C. (1957) Light scattering by small particles. John Wiley & sons.

Vermote, E., Tanré, D., Deuzé, J. L., Herman, M., Morcrette, J.J. (1997) Second simulation of the satellite signal in the solar spectrum (6-S), 6S User Guide, Version 2.

Voldner, E. C., Li, Y.-F., Scholtz, T., Davidson, K. A. (1997) 1° x 1° global SO_x and NO_x 2-level inventory resolved seasonally into emission sectors and point and area emission sources, Global emission inventory activity, <http://weather.engin.umich.edu/geia/emits/volcano.html#Documentation> .

Walton, J. J., MacCracken, M. C., Ghan, S. J. (1988) A Global-Scale Lagrangian Trace Species Model of Transport, Transformation, and Removal Process., J. Geophysical Research, 93:D7:8339–8354.

WCP-55 (1983) Report of the Experts Meeting on Aerosols and their Climatic Effects : Edited by Adarsh Deepak and Hermann E. Gerber. (ICSU/WMO). Geneva: WCP, v, 107 p.

Wexler, A. S., Lurmann, F. W., Seinfeld, J. H. (1994) Modelling urban and regional aerosols – I. Model development. *Atmos. Environ.*, 28, 531–546.

Whitby, E. R., McMurry, P. H. (1997) Modal aerosol dynamics modeling. *Aerosol Sci. Technol.*, 27, 673–688.

Whitby, K. T. (1978) The physical characteristics of sulfur aerosols, *Atmos. Environ.*, 12, 135–159.

Woodcock, C. E., Strahler, A. H. (1987), The factor of scale in remote sensing. *Remote Sensing Environment*, 21: 311–332.

wwa (1997) GEIA Global Emissions Inventory Activity, UM weather, University of Michigan, U.S.A., <http://weather.engin.umich.edu/geia/>

wwwb (2000) NRL Monterey aerosol page: Global aerosol model, NRL Monterey aerosol page, Naval Research Laboratory, Marine Meteorology Division, Monterey, U.S.A., http://www.nrlmry.navy.mil/aerosol/Docs/globaer_model.html

wwc (2001) NRL Monterey Aerosol Page: NAAPS Plot Description, NRL Monterey Aerosol Page, Naval Research Laboratory, Marine Meteorology Division, Monterey, U.S.A., http://www.nrlmry.navy.mil/aerosol/Docs/globaer_plots.html

Zhao, Q., Black, T. L., Baldwin, M. E. (1997) Implementation of the cloud prediction scheme in the eta model at NCEP, *Weather and Forecasting*, vol. 12 , n0. 3 , 697–713.

ANNEXE A

DESCRIPTION DU PROGICIEL AODSEM

(Aerosol Optical Depth Spatio-temporal Evolution Model)

AODSEM est un progiciel conçu pour fournir un environnement de travail permettant une interpolation physique spatiale et temporelle des mesures de l'épaisseur optique des aérosols (AOD). Ce type de cartes peut être exploité dans le but de procéder à des corrections atmosphériques sur des images satellitaires ou pour toute autre application nécessitant le suivi continu de la variabilité spatiale et temporelle de l'AOD. AODSEM utilise deux types d'entrée: (1) jeu de mesure de l'AOD produites par inversion d'images de télédétection et/ou à l'aide de mesures ponctuelles effectuées par un réseau de photomètres solaires et (2) les variables météorologiques analysées à l'aide d'un modèle météorologique (vents U et V, contenu en humidité de l'air, géopotential, précipitations). Il génère en sortie un jeu de cartes d'AOD avec une couverture complète du domaine à une fréquence temporelle fixe (typiquement 3 heures). AODSEM comprend une imposante suite de fonctions utiles (plus de 35000 lignes de code) pour manipuler analyser et visualiser des cartes d'AOD ainsi que la distribution des aérosols dans l'espace 3D.

A-1 Structure et ressources informatiques

AODSEM est conçu pour opérer sur le système d'exploitation LINUX. Les fonctions de calculs composant AODSEM sont écrites en FORTRAN 77 et les fichiers sources se situent dans le répertoire **AODSEM/Source**. Ces programmes doivent être compilés sur la plate-forme utilisée à l'aide de la commande **g77 noms_libraries nom_source.f -o nom_executable**. Les exécutables doivent être disposés dans le

répertoire *AODSEM/Bin*. Ces fonctions sont appelés par des programme BASH (Shell par défaut sous LINUX). Les noms des programmes BASH comportent toujours cinq caractères. Ces programmes s'occupent de la gestion des fichiers nécessaires à l'exécution de la fonction. La plupart de ces programmes sont assortis d'un programme BASH générateur de fichier de paramètres (*nom-programme-fortran.par*). Les fichiers de paramètres sont ultérieurement utilisés par les programmes FORTRAN77 en guise de données d'entrée. Les noms des programmes de génération de fichier de paramètres prennent la forme suivante *epar_nom-de-la-fonction-BASH*. Les programmes BASH sont contenus dans la répertoire *AODSEM/Scripts*. Si l'installation de AODSEM est réalisée adéquatement, ces programmes peuvent être appelés de n'importe quel répertoire simplement en tapant le nom de cinq lettres correspondant à la fonction dans une fenêtre terminal. Ils peuvent aussi bien entendu être appelés à partir de l'une ou l'autre des interfaces utilisateur qui seront décrites plus loin. Dans l'ordre normal des choses, la commande *epar_nom-de-la-fonction* devrait être exécutée avant de lancer la fonction proprement dite. Lorsqu'une fonction est exécutée, les fichiers nécessaires à son exécution sont d'abord copiés dans le répertoire courant à partir du répertoire *AODSEM/Nesfiles*. Ensuite, le programme exécutable compilé du FORTRAN est copié dans le répertoire courant puis exécuté. Enfin, les fichiers importés sont effacés ne laissant le cas échéant que les fichiers résultants de l'exécution de la fonction. AODSEM requiert environ 300 Mb de mémoire vive pour fonctionner correctement (matrice maximale de 80x160x10 cellules).

A-2 Interface utilisateur

Dans le but de rendre l'utilisation de AODSEM plus conviviale et versatile, deux interfaces utilisateurs sont proposées: 1-interface graphique (sous X windows) et 2-une interface en mode texte qui peut être exécutée d'une fenêtre terminal. Nous allons donner, dans ce qui suit, une description de chacune de ces interfaces.

A-2.1 Interface graphique

L'interface graphique est écrite en TCL/TK, son utilisation nécessite donc l'installation d'un interpréteur TCL/TK. Cet interpréteur est installé par défaut avec la majorité des distributions LINUX. L'interface graphique se nomme *aodcc*. Elle se trouve dans le répertoire **AODSEM/Scripts** et, comme tous les fichiers contenus dans ce répertoire, elle peut être exécutée simplement en tapant la commande *aodcc* dans une fenêtre terminal. Cette interface est composée de plusieurs fenêtres permettant une interaction aisée avec l'ensemble des fonctions ainsi que la manipulation des fichiers d'entrée-sortie. La figure A-1 donne un aperçu de l'apparence du bureau lors de l'utilisation de *aodcc*. Au lancement de la commande *aodcc*, la fenêtre principale ou centre de contrôle « **AODSEM CONTROL CENTER** » ainsi que la fenêtre d'information « *Info* » apparaissent à l'écran. La fenêtre principale est le centre névralgique de AODSEM, elle permet de lancer toutes les fonctions AODSEM et permet un accès aux autres fenêtres telles que le gestionnaire de fichier, la fenêtre d'information « *Info* » et le fichier de documentation HTML (bouton « *Help* »). Le fichier de documentation est ouvert par le navigateur web *Netscape*. Avant de débiter un travail, il est nécessaire de sélectionner le répertoire de travail où tous les fichiers d'entrée et de sortie devront résider. Cette sélection peut être réalisée de deux façons soit simplement en entrant le nom du répertoire dans la boîte d'entrée intitulée « *Select a working folder* » ou en se déplaçant dans les répertoires à l'aide du gestionnaire de fichiers qui est activé en appuyant sur le bouton « *Browse* ». Le bouton « *Home* » est un raccourci permettant de retourner au répertoire de base de l'utilisateur. Le bouton intitulé « *Refresh AODSEM browser* » permet d'actualiser l'affichage du gestionnaire de fichiers lorsque le répertoire de travail est sélectionné à partir du champ « *Select a ...* » de *aodcc*. Les fonctions de AODSEM sont regroupées sous quatre grands thèmes dans quatre menus déroulants distincts: (1) Propriétés optiques et microphysiques des aérosols (« *Micro-physical* »), (2) Fonctions de manipulation des épaisseurs optiques (2D) (« *Mapping* »), 3- Fonctions 3D (« *3D* ») et 4- Fonctions accessoires (« *Services* »). Chacune de ces fonctions est décrite ci-dessous à la section A-2.3.

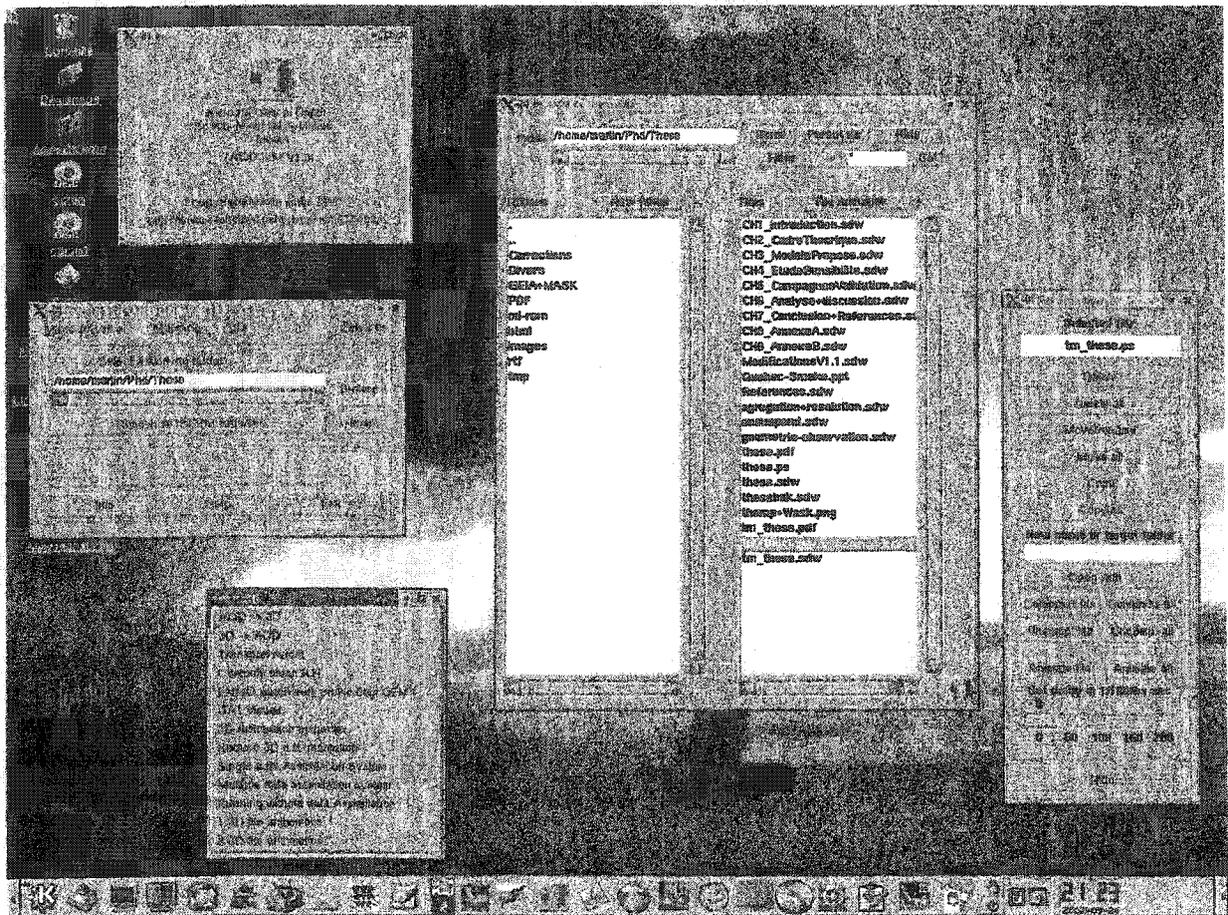


Figure A-1: Apparence typique du bureau lors de l'utilisation de l'interface graphique *aodcc*.

A-2.1.1 Le gestionnaire de fichiers (« *AODSEM browser* »)

Le gestionnaire de fichiers de AODSEM permet une manipulation plus aisée des fichiers nécessaires à l'utilisation de AODSEM. La fenêtre est composée de deux zones de listes la zone de gauche contient les sous-répertoires du répertoire courant, alors que la zone de droite contient uniquement les fichiers.

L'affichage des fichiers peut être filtré selon un nombre limité d'extensions familières à l'utilisation de AODSEM grâce au menu déroulant intitulé « *Filter:* » ou à loisirs à l'aide du champ d'entrée conçu à cette fin. Le répertoire courant est affiché dans la boîte texte « *Path:* ». Deux boutons raccourcis permettent une navigation plus rapide sur le disque dur soit le bouton « *Home* » qui conduit au répertoire de base de

l'utilisateur et le bouton « *Parent dir* » qui permet de remonter d'un niveau dans la structure du système de fichiers. Le bouton « *Hide* » tue la fenêtre. Pour se déplacer dans le système de fichier, l'utilisateur peut aussi double cliquer avec le bouton de gauche de la souris en positionnant le pointeur sur le répertoire désiré. De la même façon, un fichier peut être ouvert en double cliquant sur le fichier. S'il s'agit d'une image, le fichier sera ouvert par l'application *display*, pour un fichier .ps ou .pdf l'application *kghostview*, les fichiers .Z seront décompressés, tout autre fichier sera ouvert avec l'éditeur de texte *kedit*. Le bouton « *File manager* » permet d'accéder à la fenêtre du même nom qui permet la manipulation des fichiers telle que l'ouverture avec une autre application, la copie, le changement de nom et l'effacement de fichiers. Lorsqu'un fichier ou un répertoire est sélectionné par un simple click de la souris, il est alors possible de faire passer cette saisie de données dans le champ d'entrée « *Selected file* » de la fenêtre « *File manager* ». Cette opération est réalisée par le click du bouton de droite. Notons enfin le bouton « *New folder* » qui permet de créer un nouveau répertoire nommé NewFolder.

A-2.1.2 Les opérations de base sur les fichiers (« *File manager* »)

Tel que mentionné ci-haut, cette fenêtre permet d'effectuer les opérations de base sur les fichiers (copier, renommer, déplacer, effacer, compresser, décompresser, animer). Avant de renommer, de déplacer ou de copier, le nouveau nom de fichier ou du répertoire doit être entré dans le champ de saisie « *New name or target folder* ». Dans l'éventualité du lancement de la commande d'effacement de fichier (bouton « *Delete* »), une fenêtre de dialogue exigera une confirmation avant de réaliser cette opération irréversible. Le bouton « *Open with ...* » fait apparaître le lanceur d'application. Le bouton « *Hide* » tue le « *File manager* ». Les opérations touchant plusieurs fichiers (p. ex. Delete all, Animate all, etc.) affecteront tous les fichiers apparaissant dans la liste de droite du « *AODSEM browser* ». La sélection adéquate des fichiers est possible en ayant recours au filtre « *Filter* ». L'animation de fichier gif animés existant peut être active en activant le bouton « *Animate file* ». Cette opération s'appliquera au nom de fichier contenu dans le champ de saisie « *Selected file* ». Une série de fichiers gif peuvent aussi être utilisés pour produire un fichier gif

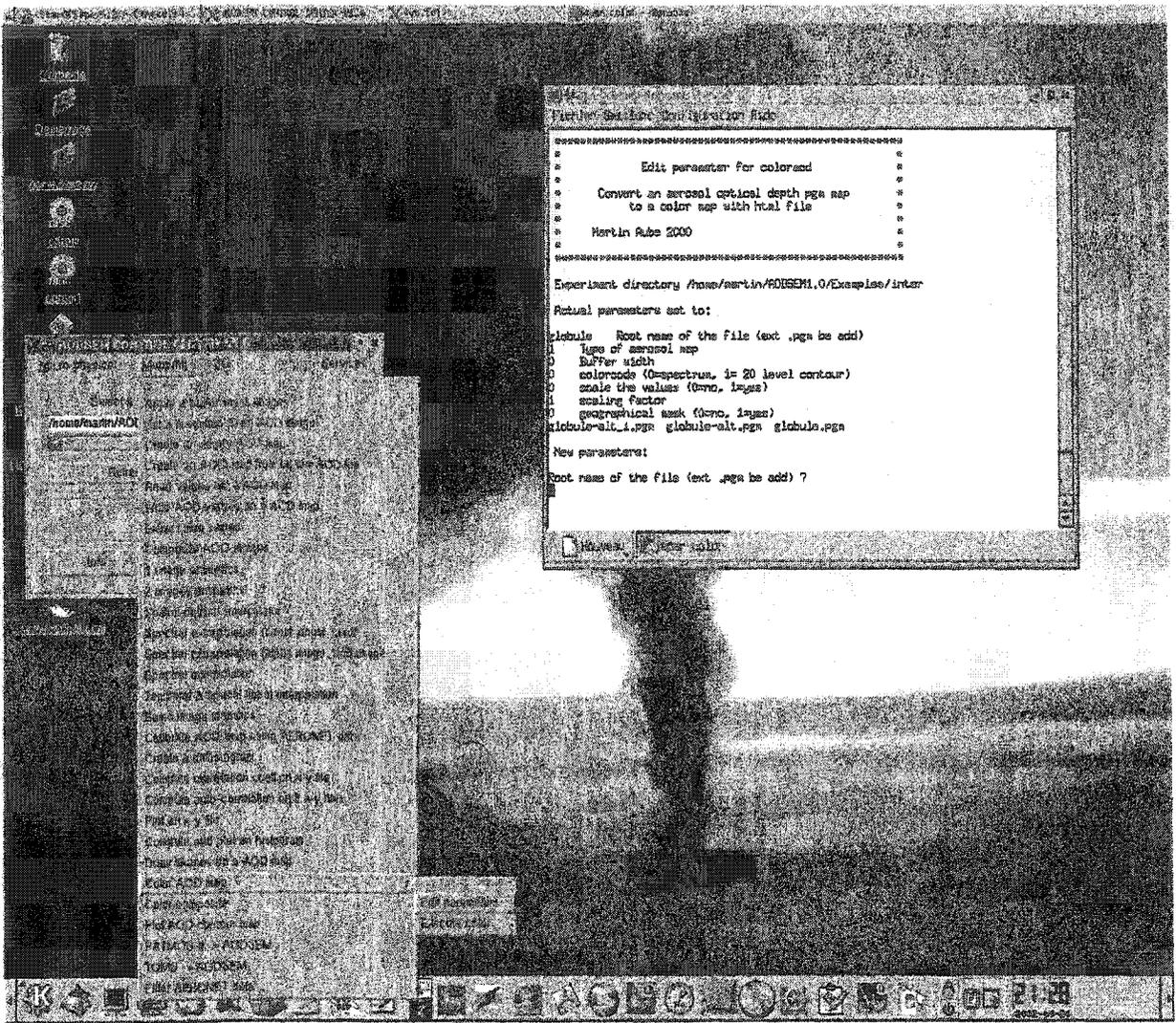
animé en activant le bouton « *Animate all* ». Dans ce cas, les fichiers gif contenus dans la liste de droite du « *AODSEM browser* » seront combinés dans l'ordre d'apparition affiché. Dans les deux cas, l'utilisateur doit fixer le délai en centièmes de seconde requis entre l'affichage de chaque image de la séquence d'animation à l'aide de la glissière.

A-2.1.3 Le lanceur d'application (« *Open with ...* »)

Le lanceur d'application permet l'ouverture du fichier sélectionné avec une autre application que l'application par défaut sollicitée lors d'un double click. Le menu déroulant « *Favorites* » contient une liste d'application populaires pour accélérer l'ouverture. Toutefois, si l'application désirée ne se trouve pas dans cette liste, l'utilisateur peut choisir parmi dans la liste extensive des applications contenues dans les répertoires */usr/bin* et */usr/X11R6/bin*. L'application est alors lancée par un simple double click du bouton de gauche de la souris.

A-2.1.4 Exécution des fonctions

Après la sélection d'une fonction à partir de l'un des trois menus déroulants de la fenêtre principale, le programme BASH correspondant est exécuté dans une fenêtre terminal (*konsole*). Les messages décrivant les étapes de l'exécution de la fonction ainsi que les requêtes d'informations supplémentaires (si nécessaire) apparaîtront dans cette fenêtre. À l'occasion des images ou graphiques seront affichées à l'écran un exemple type est illustré à la figure 2 pour la commande *color*.



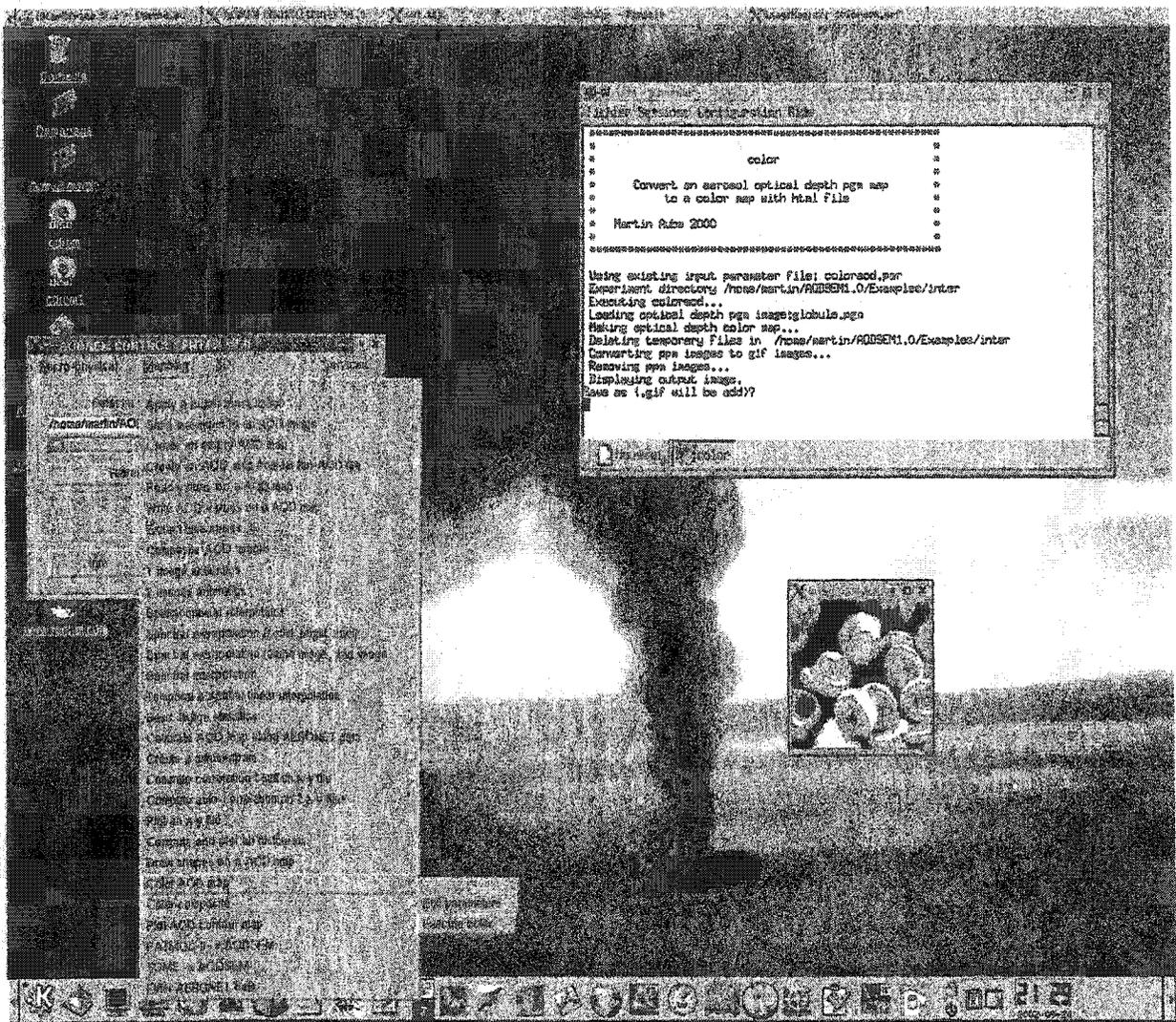


Figure A-2: Exemple de séquence d'exécution d'une fonction (ici *color*) et de son programme d'édition de paramètres (*epar_color*).

A-2.2 Interface en mode texte

L'interface texte est activée par la commande *aodtx* entrée directement dans une fenêtre terminal. Un choix de menu se présente alors à l'utilisateur tel qu'illustré par la figure 3. Avant de débiter la séance de travail proprement dite, l'utilisateur doit activer le choix numéro 6 afin de sélectionner le répertoire de travail. Certaines fonctions faisant intervenir des applications graphiques ne seront pas disponibles à partir de cette interface.

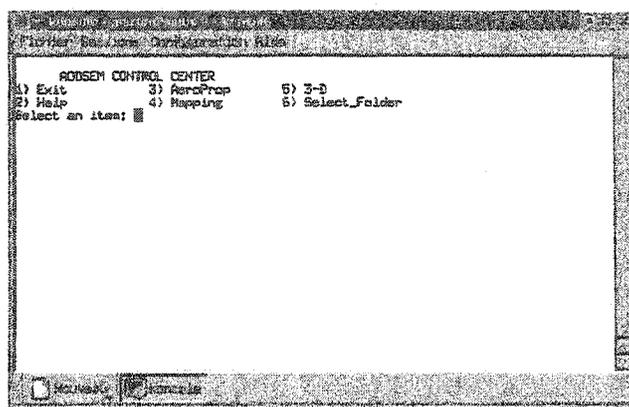


Figure A-3: Menu principal de l'interface *aodtx* en mode texte

A-2.3 Description des fonctions

Nous ne donnerons pas une description exhaustive des fonctions de AODSEM en raison du volume de documentation que cela implique. Le lecteur peut se référer au tableau A-1 pour une description sommaire des fonctions. Le répertoire **AODSEM/Exemples** contient des exemples d'utilisation de la plupart des fonctions AODSEM. Ces fichiers peuvent s'avérer très utiles pour l'utilisateur débutant.

Tableau A-1: Description sommaire des fonctions par ordre alphabétique.

<i>Commande BASE</i>	<i>Codes FORTRAN</i>	<i>Commande epar</i>	<i>Fichier de paramètres générés</i>	<i>Description sommaire</i>
2doy2	2doy2fort.f	non	-	Convertisseur date- heure vers jour de l'année et inversement.
3dari	3darit.f	oui	3darit.par	Effectuer des opérations arithmétiques de base sur deux fichier de distribution 3D des aérosols.
3dtoa	3dtoaod.f	oui	3dtoaod.par	Convertir une distribution 3D des aérosols en image d'AOD et calculer l'épaisseur optique selon une ligne de visée déterminée.

<i>Commande BASH</i>	<i>Codes FORTRAN</i>	<i>Commande epar</i>	<i>Fichier de paramètres générés</i>	<i>Description sommaire</i>
aerop	-	non	-	Sous-menu de aodtx pour l'accès aux commandes concernant les propriétés des aérosols (optiques, micro-physiques).
angst	angstrom.f	oui	angstrom.par	Extrapoler une carte d'AOD pour une longueur d'onde quelconque à partir d'une carte AOD initiale et d'un coefficients d'Ångstrom de 1,3.
aodal	aodalalpha2aod.f	oui	aodalalpha2aod.par	Extrapoler une carte d'AOD pour une longueur d'onde quelconque à partir d'une carte AOD initiale et d'une carte de coefficients d'Ångstrom.
aodar	aodarit.f	oui	aodarit.par	Effectuer des opérations arithmétiques de base sur deux images.
aodcc	-	non	-	Interface graphique en TCL/TK
aodto	aodto3d.f	oui	aodto3d.par	Créer un fichier de distribution 3D des aérosols à partir d'une image d'AOD.
aodtx	-	non	-	Interface utilisateur en mode texte.
bmies	batchmie.f	non	-	Calcul de Mie multiple longueur d'onde et multiple intervalle de taille.
bufe	mkbuffer.f	oui	mkbuffer.par	Appliquer le masque de l'éponge du modèle sur une image. L'éponge prend la valeur 254 alors que les autres valeurs demeurent intact.

<i>Commande BASH</i>	<i>Codes FORTRAN</i>	<i>Commande epar</i>	<i>Fichier de paramètres générés</i>	<i>Description sommaire</i>
calib	calibrate.f	oui	calibrate.par	Calibrer des images d'AOD à l'aide de données ponctuelles plus fiables (p. ex. héliophotomètres).
cmbps	cmbpsd.f	non	-	Combiner deux distributions de taille de particules en un fichier unique.
color	coloraod.f	oui	coloraod.par	Créer un composé couleur à partir d'une image pgm. Trois codes de couleurs sont disponibles soit un code « arc-en-ciel », un code composé de 20 classes et un code de 10 classes de couleurs. Possibilité d'afficher en blanc des dessins ainsi qu'un masque périphérique (éponge). Ajout possible d'un masque géographique gris.
compc	compcolor.f	oui	compcolor.par	Créer une image composé coloré à partir d'un maximum de trois images pgm.
compo	composite.f	oui	composite.par	Créer une image composite à partir d'un jeu d'image en prenant compte de l'erreur associée à chaque image. Cette fonction peut aussi être utilisée pour additionner deux images bien que aodar permette déjà de réaliser ce genre d'opération.

<i>Commande BASH</i>	<i>Codes FORTRAN</i>	<i>Commande epar</i>	<i>Fichier de paramètres générés</i>	<i>Description sommaire</i>
conto	contourplot.f	non	-	Produire un carte contour à partir d'une image d'AOD en format pgm.
corco	corcoef.f	oui	corcoef.par	Calcul du coefficient de corrélation à partir d'un fichier ASCII en deux colonnes.
datas	interp.f aodto3d.f dynamic.f 3dtoaod.f aodarit.f simplearit.f coloraod.f	non	interp.par aodto3d.par dynamic.par 3dtoaod.par aodarit.par mkbuffer.par simplearit.par 3darit.par coloraod.par	Système d'assimilation des épaisseurs optiques pour interpoler entre deux images d'épaisseurs optiques acquises à des temps distincts.
datvi	inspect3d.f coloraod.f	no	inspect3d.par coloraod.par	Interface graphique pour visualiser le contenu des fichiers de concentrations 5D (r,type,x,y,z) .dat.
deres	deresol.f	non	-	Réduire la résolution horizontale d'une distribution 3D des aérosols.
diffu	diffusio.f	oui	diffusio.par	Créer un diffusiogramme à partir de deux images d'AOD.
drawa	drawaod.f	non	-	Créer un fichier latitude-longitude-AOD pour dessiner des formes de base sur une image pgm (cercle, ligne, cible, etc.)
dynam	dynamic.f	oui	dynamic.par	Modèle semi-Lagrangien de transport et de déposition des aérosols.

<i>Commande BASH</i>	<i>Codes FORTRAN</i>	<i>Commande epar</i>	<i>Fichier de paramètres générés</i>	<i>Description sommaire</i>
echel	echelle.f	non	-	Calcul de la taille horizontale et verticale d'une cellule de taille angulaire donnée pour une latitude quelconque.
fanet	filteraeronet.f	non	-	Permet de filtrer les données AERONET. La fonction calcule une moyenne temporelle sur une fenêtre glissante de 2 heure puis produit un fichier contenant les valeurs inférieures à cette moyenne ainsi que la moyenne elle-même.
filte	filteraod.f	oui	filteraod.par	Conserver les AOD inférieures à une valeur maximale quelconque.
freem	interp.f aodto3d.f dynamic.f 3dtoaod.f coloraod.f	non	interp.par aodto3d.par dynamic.par 3dtoaod.par coloraod.par	Système intégré permettant d'utiliser dynam non contraint par les observations (pas d'assimilation de donnée) et de générer en sortie des cartes d'épaisseurs optiques.
gemin	gemindex.f	non	-	Créer une liste de fichiers GEM qui sera consultée par gemto.
gemto	gem2aodsem.f	non	-	Convertir le format des champs météorologiques GEM ASCII vers le format AODSEM.
gemvp	gem2vertpro.f	oui	gem2vertpro.par	Extraire un profil vertical météo pour une position géographique particulière à partir d'un fichier GEM en format ASCII.

<i>Commande EASH</i>	<i>Codes FORTRAN</i>	<i>Commande epar</i>	<i>Fichier de paramètres générés</i>	<i>Description sommaire</i>
histo	histogram.f libpgplot.a	non	-	Produire et afficher l'histogramme d'un fichier ASCII deux colonnes ou d'une image d'AOD.
humgr	hum.f aeroprop.f filzro.f	non	-	Créer le fichier le croissance hygrométrique humout.
imies	intermie.f	voir mkpsd et mkimi	-	Calcul de Mie à haute définition.
infor	-	non	-	Affichage du fichier de documentation AODSEM_DOC.html avec Netscape.
inspe	inspect3d.f	non	-	Inspecteur pour les fichiers de distribution 3D des aérosols.
inter	interp.f	oui	interp.par	Rééchantillonnage d'une image selon un schéma de d'interpolation dépendant de la distance ou selon des fonctions statistiques simples.
mappi	-	non	-	Sous-menu de aodtx pour l'accès aux commandes 2D.
matin	interp.f simplearit.f aodarit.f	non	interp.par simplearit.par aodarit.par	Interpolation linéaire spatiale et temporelle à partir de données d'AOD éparses. matin est un interpolateur mathématique.

<i>Commande BASH</i>	<i>Codes FORTRAN</i>	<i>Commande epar</i>	<i>Fichier de paramètres générés</i>	<i>Description sommaire</i>
mkcli	-	non	specint.par inter.par aodto3d.par	Créer une climatologie des aérosols pour piloter les frontières du modèle. Cette fonction utilise la climatologie Global Aerosol Data Set (GADS, P.Koepke et al., 1997) pour une humidité relative moyenne de 70%.
mkimi	MakeMieIn.f	non	-	Créer un fichier d'entrée pour imies.
mkpsd	MakePSD.f	non	-	Créer un fichier de distribution de taille des particules pour imies.
mksrc	makesource.f	oui	makesource.par	Créer un inventaire des émissions d'aérosols pour chaque jour d'une exécution de AODSEM. L'inventaire comprend les sels marins (à partir des vents de surface), les sulfates (2 niveaux d'injection) et les aérosols carbonés. Les deux derniers inventaires proviennent du <i>Global Emission Inventory Activity</i> (GEIA). À ce jour, les émissions de poussières ne sont pas prises en charge par AODSEM.
narcm	narcm2aodsem.f	non	-	Convertir le format des champs météorologiques NARCM ASCII vers le format AODSEM.
nodat	interp.f	non	-	Créer une image d'AOD vide.

<i>Commande BASH</i>	<i>Codes FORTRAN</i>	<i>Commande epar</i>	<i>Fichier de paramètres générés</i>	<i>Description sommaire</i>
patmo	patmos2pgm.f	non	-	Convertir les fichiers NOAA pathfinder II en images pgm.
plotf	plotfile.f	non	-	Produire un graphique à partir d'un fichier ASCII en deux colonnes.
prind	prindex.f	non	-	Créer un index des fichiers de précipitation disponibles dans le répertoire courant.
rdata	repdatas.f	oui	repdatas.par	Exécuter le système d'assimilation des épaisseurs optiques de façon répétitive sur un longue période.
reada	readaod.f	oui	readaod.par	Extraire d'une image pgm les valeurs de l'AOD autour de sites géographiques quelconques.
rhmea	rhmoyen.f	oui	rhmoyen.par	Calculer la moyenne verticale de l'humidité relative 3D en format .rhu (AODSEM). La sortie est une image pgm.
rhuin	rhuindex.f	non	-	Créer un index des fichiers d'humidité relative disponibles dans le répertoire courant.
sim3d	simarit3d.f	oui	simarit3d.par	Procéder à des opérations arithmétiques de base sur une distribution 3D des aérosols.
simar	simplearit.f	oui	simplearit.par	Procéder à des opérations arithmétiques de base sur une image.

<i>Commande BASE</i>	<i>Codes FORTRAN</i>	<i>Commande epar</i>	<i>Fichier de paramètres générés</i>	<i>Description sommaire</i>
speci	specint.f	oui	specint.par	Interpolation- extrapolation spectrale à partir de deux images d'AOD à deux longueurs d'ondes distinctes.
stati	statistique.f	oui	statistique.par	Effectuer une analyse statistique simple sur une image d'AOD.
tdime	-	non	-	Sous-menu de aodtx pour l'accès aux commandes 3D.
tidif	autocorcoef.f	oui	autocorcoef.par	Algorithme d'autocorrélation qui permet de trouver le meilleur ajustement de deux courbes cxy en faisant varier le décalage temporel entre les deux courbes. L'ajustement optimal est obtenu lorsque l'écart quadratique moyen entre les courbes est minimal. Le programme calcule alors les coefficient de corrélacion entre les deux courbes.
timse	timeseries.f	oui	timeseries.par	Extraire une série temporelle d'AOD pour un site géographique à partir d'un jeu d'images d'AOD.
toms2	toms2xyz.f interp.f writeaod.f	non	interp.par writeaod.par	Convertir un fichier TOMS ascII en format AODSEM.
writa	writeaod.f	oui	writeaod.par	Écrire des valeurs contenues dans un fichier latitude- longitude-AOD sur une image pgm existante.

<i>Commande BASH</i>	<i>Codes FORTRAN</i>	<i>Commande epar</i>	<i>Fichier de paramètres générés</i>	<i>Description sommaire</i>
wspin	wspindex.f	non	-	Créer un index des fichiers de vents disponibles dans le répertoire courant.
xytto	interp.f writeaod.f	non	interp.par writeaod.par	Créer une image d'AOD à partir d'un fichier latitude-longitude-AOD.

A-2.4 Dépendances

AODSEM s'appuie sur l'utilisation d'une série d'applications disponibles sur la plateforme. Il n'est pas garanti que ces applications seront disponibles sur d'autres plateformes. Le tableau ci-dessous présente l'ensemble des applications nécessaires à l'exploitation de l'interface graphique de AODSEM.

Tableau A-2: Dépendances

<i>Nom de l'application</i>	<i>Description sommaire</i>
animate	Afficher un fichier gif animé.
kedit	Editeur de texte KDE
gedit	Editeur de texte GNOME
convert	Convertisseur de format d'images sous X
display	Editeur/afficheur d'images sous X
kghostview	Afficheur de fichier postscript et pdf
netscape	Navigateur WEB
konsole	Émulateur de terminal KDE
rm, cp, mv, mkdir, ls, pwd, compress, uncompress, tar	Commandes UNIX de base.

A-2.5 Compatibilité

AODSEM a été développé sous les distributions LINUX RedHat 6.2, 6.1 et 7.0, Tcl 8.05 et TK 8.05. Avec des modifications mineures AODSEM peut aussi opérer sur tout autre système d'exploitation UNIX. Comme le *shell* BASH n'est pas disponible sur les autres systèmes UNIX, il est nécessaire de remplacer BASH par SH sur la

première ligne de chaque fichier contenu dans le répertoire *AODSEM/Scripts*. La seconde modification concerne l'appel de programme évolués propres à l'environnement (p. ex. voir dépendances). Le nom, de chacun de ces programmes doit être remplacé par le nom d'un programme équivalent sur le nouvel environnement de travail dans les fichiers du répertoire *AODSEM/Scripts*. Enfin, chaque programme FORTRAN du répertoire *AODSEM/Source* doit être compilé et l'exécutable doit être placé dans le répertoire *AODSEM/Bin*. Pour avoir accès aux fonctions *plotf* et *histo*, la librairie PGPLOT Version 5.2 doit être compilée et placée dans le répertoire */usr/local/pgplot*. Ce fichier doit être lié au code FORTRAN lors de la commande de compilation:

```
g77 $HOME/AODSEM/Source/plotfile.f -L /usr/local/pgplot -lpgplot -L
    /usr/X11R6/lib -lX11 -o $HOME/AODSEM/Bin/plotfile
```

PGPLOT peut être téléchargé à l'adresse suivante:

<ftp://astro.caltech.edu/pub/pgplot/pgplot5.2.tar.gz>

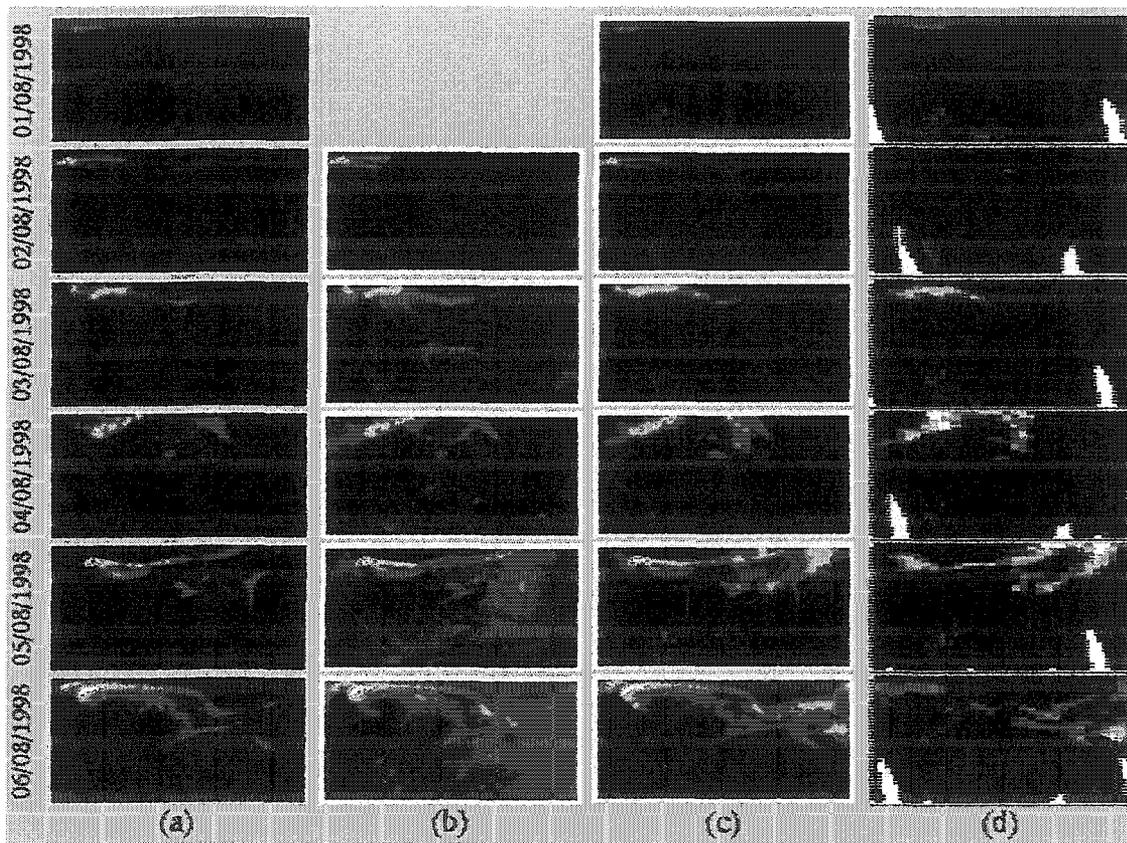
A-2.6 Installation

Un programme SH nommé *install_aodsem* permet de procéder à l'installation de AODSEM de façon automatique. *install_aodsem* requiert que le fichier d'archive *AODSEMvX.XX.tar.Z* et le fichier *install_aodsem* soient placés dans le répertoire de base de l'utilisateur. L'installation peut être lancée en entrant la commande *./install_aodsem* dans le répertoire de base. Le programme d'installation s'occupe de créer le répertoire *AODSEM* et tous ses sous-répertoires et il édite la variable d'environnement PATH qui rendra possible l'exécution de AODSEM quel que soit le répertoire de travail.

A-2.7 Développement

La structure de AODSEM étant modulaire et hiérarchisée sur deux niveau de programmation, le langage FORTRAN77 peut aisément être remplacé par tout autre langage de programmation (ex.: C) selon le choix des programmeurs éventuels. Après acceptation du responsable du développement du progiciel, ces codes source doivent être compilés avec le compilateur approprié et les exécutables doivent être disposés dans le répertoire *AODSEMBin*. Le responsable du développement verra à ajouter ces nouvelles fonctions dans la liste des interfaces utilisateurs ainsi que dans la documentation.

ANNEXE B
COMPARAISON DES IMAGES TOMS AVEC LES IMAGES
AODSEM POUR LE DÉBUT AOÛT 1998



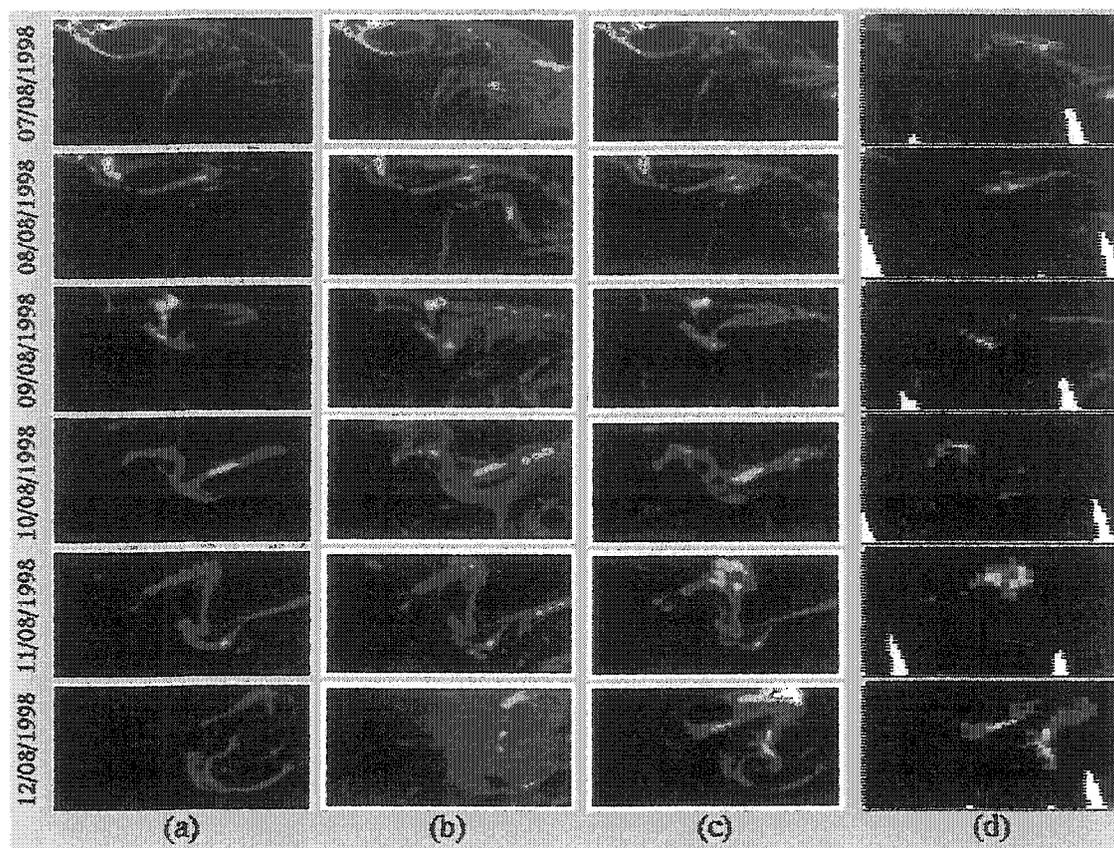


Figure B-1: Comparaison de la forme des panaches AODSEM (AOD 440 nm) avec les images d'indices d'aérosol positifs TOMS pour la période du 1 au 12 août 1998. (a) Épaisseur optique des aérosol AODSEM sans assimilation avec inventaire des émissions de fumées injectées à 30% à une altitude de 1800m et à 70% à une altitude de 7000m (AODSEM-libre) –(b) AODSEM-assimilation-1% avec le même profil d'injection que (a), (c) Assimilation de l'indice d'aérosol TOMS avec AODSEM (AODSEM-assimilation-100%), (d) Indice d'aérosol TOMS positif (VPIA).

ANNEXE C

RÉSOLUTION DE LA THÉORIE DE MIE POUR LE CAS DE SPHÈRES ABSORBANTES ET DIFFUSANTES

La résolution des équations de Maxwell pour un mélange de sphères absorbantes et diffusantes de rayons variables permet de définir les coefficients d'amplitude $S_1(\vartheta)$ et $S_2(\vartheta)$ qui sont reliés à l'amplitude de la radiation diffusée respectivement perpendiculairement et parallèlement au plan de diffusion.

$$S_1(\vartheta) = \sum_{n=1}^{\infty} \frac{2n+1}{n(n+1)} (a_n \pi_n(\cos \vartheta) + b_n \tau_n(\cos \vartheta)) \quad (\text{c.1})$$

$$S_2(\vartheta) = \sum_{n=1}^{\infty} \frac{2n+1}{n(n+1)} (b_n \pi_n(\cos \vartheta) + a_n \tau_n(\cos \vartheta)) \quad (\text{c.2})$$

L'angle ϑ correspond à l'angle de diffusion par rapport à la direction de la radiation incidente. Les fonctions complexes a_n et b_n , ou coefficients de Mie, sont données par

$$a_n = \frac{\psi'_n(y)\psi_n(x) - m\psi_n(y)\psi'_n(x)}{\psi'_n(y)\zeta_n(x) - m\psi_n(y)\zeta'_n(x)} \quad (\text{c.3})$$

$$b_n = \frac{m\psi'_n(y)\psi_n(x) - \psi_n(y)\psi'_n(x)}{m\psi'_n(y)\zeta_n(x) - \psi_n(y)\zeta'_n(x)} \quad (\text{c.4})$$

nous définissons par commodité $y = m x$, l'apostrophe indique qu'il s'agit de la première dérivée par rapport à x ou y selon le cas. x est le paramètre de Mie ($x = 2\pi r/\lambda$), r le rayon de la sphère diffusante, λ la longueur d'onde de la radiation, et m est l'indice de réfraction complexe ($m = n_r - i n_i$) avec n_r la partie réelle de l'indice de réfraction et n_i la partie imaginaire de l'indice de réfraction. Les

fonctions $\psi_n(z=x \text{ ou } y)$ et $\zeta_n(z=x \text{ ou } y)$ sont les fonctions de Ricatti-Bessel que nous pouvons écrire comme suit

$$\psi(z) = z j_n(z) = \left(\frac{\pi z}{2}\right)^{1/2} J_{n+1/2}(z) = z j_n(z) \quad (\text{c.5})$$

$$\chi_n(z) = -z n_n(z) = -\left(\frac{\pi z}{2}\right)^{1/2} N_{n+1/2}(z) = -z n_n(z) \quad (\text{c.6})$$

$$\zeta_n(z) = z h_n^{(2)}(z) = \left(\frac{\pi z}{2}\right)^{1/2} H_{n+1/2}^{(2)}(z) = \psi_n(z) + i \chi_n(z) \quad (\text{c.7})$$

Pour calculer la valeur des fonctions a_n et b_n , il est plus commode d'introduire les dérivées du logarithme des fonctions Ricatti-Bessel (Infeld 1947, Aden 1951, Kattawar et Plass 1967).

$$D_n(z) = \frac{d}{dz} (\ln \psi_n(z)) \quad (\text{c.8})$$

$$G_n(z) = \frac{d}{dz} (\ln \zeta_n(z)) \quad (\text{c.9})$$

À l'aide de ces deux équations, nous pouvons réécrire $a_n(x,m)$ et $b_n(x,m)$ comme suit:

$$a_n(x,m) = \frac{\psi_n(x)}{\zeta_n(x)} \frac{D_n(mx) - m D_n(x)}{D_n(mx) - m G_n(x)} \quad (\text{c.10})$$

$$b_n(x,m) = \frac{\psi_n(x)}{\zeta_n(x)} \frac{m D_n(mx) - D_n(x)}{m D_n(mx) - G_n(x)} \quad (\text{c.11})$$

Le rapport des fonctions de Ricatti-Bessel peut se réduire à un rapport de fonctions sphériques de Bessel.

$$\frac{\psi_n(x)}{\zeta_n(x)} = \frac{j_n(x)}{h_n^{(2)}(x)} = \frac{j_n(x)}{j_n(x) - i n_n(x)} \quad (\text{c.12})$$

Les équations c.11, c.12 ne dépendent que des fonctions sphériques de Bessel $j_n(x)$, $n_n(x)$. La fonction $n_n(x)$ est déterminé à l'aide de la méthode récurrence montante ci-dessous.

$$n_{n+1}(x) = \frac{2n+1}{x} n_n(x) + n_{n-1}(x) \quad (\text{c.13})$$

où
$$n_0(x) = -\frac{\cos(x)}{x} \quad (\text{c.14})$$

et
$$n_1(x) = -\frac{\cos(x)}{x^2} - \frac{\sin(x)}{x} \quad (\text{c.15})$$

Pour $j_n(x)$, Corbató et Uretsky (1959) ont démontré qu'il est préférable d'utiliser une méthode récurrente descendante car une méthode récurrente montante est accompagnée d'une perte de précision pour la partie monotone de $j_n(x)$.

L'énergie totale diffusée et absorbée par une particule est égale à l'énergie de la radiation incidente interceptée par une surface imaginaire que l'on appelle la section efficace d'atténuation $\sigma_e(\lambda, r, m)$. Ce paramètre nécessite le calcul des coefficients de Mie a_n et b_n selon la méthode décrite ci-haut.

$$\sigma_e(\lambda, r, m) = \frac{\lambda^2}{\pi} \sum_{n=1}^{\infty} (2n+1) \Re(a_n(x, m) + b_n(x, m)) \quad (\text{c.16})$$

L'efficacité de l'atténuation $Q_e(\lambda, r, m)$ est définie comme étant le rapport de la section efficace d'atténuation sur la section réelle de la particule.

$$Q_e(\lambda, r, m) = \frac{\sigma_e(\lambda, r, m)}{\pi r^2} = \frac{2}{x^2} \sum_{n=1}^{\infty} (2n+1) \Re(a_n(x, m) + b_n(x, m)) \quad (\text{c.17})$$

L'énergie totale diffusée dans toutes les directions par une particule est égale à l'énergie de la radiation incidente interceptée par une surface imaginaire que l'on appelle la section efficace de diffusion $\sigma_s(\lambda, r, m)$.

$$\sigma_s(\lambda, r, m) = \frac{\lambda^2}{\pi} \sum_{n=1}^{\infty} (2n+1) (a_n(x, m) a_n^*(x, m) + b_n(x, m) b_n^*(x, m)) \quad (\text{c.18})$$

l'astérisque signifie que nous prenons le conjugué complexe de la fonction. L'efficacité de diffusion $Q_s(\lambda, r, m)$ est définie de la même façon que pour l'atténuation.

$$Q_s(\lambda, r, m) = \frac{\sigma_s(\lambda, r, m)}{\pi r^2} = \frac{2}{x^2} \sum_{n=1}^{\infty} (2n+1) (a_n(x, m) a_n^*(x, m) + b_n(x, m) b_n^*(x, m)) \quad (\text{c.19})$$

En vertu du principe de conservation de l'énergie, nous pouvons écrire:

$$\sigma_e(\lambda, r, m) = \sigma_s(\lambda, r, m) + \sigma_a(\lambda, r, m) \quad (\text{c.20})$$

Cette équation de conservation nous permet de trouver rapidement $\sigma_a(\lambda, r, m)$ et $Q_a(\lambda, r, m)$ en fonction des paramètres de diffusion et d'atténuation.