

gm 20102411

50376  
1994  
131-1

N° d'ordre : 1333

50376  
1994  
131-1

# THESE

*présentée à*  
L'UNIVERSITE DES SCIENCES ET TECHNOLOGIES DE LILLE

*pour obtenir le titre de*  
**DOCTEUR DE L'UNIVERSITE**  
*spécialité*  
**LASERS, MOLECULES, RAYONNEMENT ATMOSPHERIQUE**

*par*  
**Artemio PLANA FATTORI**

**SIMULATION DE L'IMPACT DE L'AEROSOL DESERTIQUE  
SUR LES TEMPERATURES DE SURFACE DU SOL ET SUR  
LES LUMINANCES EMERGENTES DE LA PLANETE DANS  
LA REGION SPECTRALE 10,5-12,5 MICRONS.  
APPLICATION A L'INTERPRETATION DE L'IMAGERIE  
METEOSAT-IR  
(Volume I)**

soutenu le 13 Juin 1994 devant la commission d'examen:



Mme.	J. LENOBLE	Professeur, Université de Lille I	Président
M.	J. H. JOSEPH	Professeur, Tel Aviv University	Rapporteur
M.	G. CAUTENET	Professeur, Université de Clermont-Ferrand II	Rapporteur
M.	J.-J. MORCRETTE	Chargé de Recherches, CNRS, ECMWF (Reading, UK)	Membre
M.	D. TANRE	Directeur de Recherches, CNRS, Univ. Lille I	Membre
M.	M. LEGRAND	Professeur, Université de Lille I	Membre

**U.F.R. de Physique Fondamentale  
LABORATOIRE D'OPTIQUE ATMOSPHERIQUE**

## REMERCIEMENTS

Ces deux volumes présentent la majeure partie de mon travail effectué depuis 1990 au sein du Laboratoire d'Optique Atmosphérique de l'Université de Lille I, dirigé par Monsieur M. Herman. Je tiens à le remercier d'une façon particulière: mon arrivée au LOA a été fortement influencée par les contacts entretenus depuis 1988 entre Messieurs Herman et J.C. Ceballos (*Universidade Federal da Paraíba*, Brésil), ce dernier ayant joué un rôle décisif au cours des premières étapes de ma carrière d'enseignant-chercheur. J'adresse mes plus profonds respects à ces deux grands pédagogues.

Le travail de thèse a été dirigé par Monsieur M. Legrand. Je le remercie par l'opportunité d'aborder un sujet complexe, aussi bien passionnant que cauchemardesque. J'ai eu l'honneur de soutenir le mémoire devant un jury de haute qualité et présidé par Madame J. Lenoble, fondatrice du LOA. Messieurs J.H. Joseph (*Tel Aviv University*) et G. Cautenet (Université de Clermont-Ferrand II) ont accepté le lourd travail de rapporter sur le mémoire. Outre la présence de M. Legrand, j'ai pu compter sur l'opinion très avisée des Messieurs J.-J. Morcrette (*European Centre for Medium-Range Weather Forecasts*, Reading) et D. Tanré (LOA), tous les deux appartenant aux rangs du CNRS.

Plusieurs étapes du travail présenté résultent de la collaboration étroite et maintenue, entre autres, avec Messieurs C.T. N'Doumé, C. Devaux, G. Cautenet et B. Bonnel. Les discussions entretenues au cours des (presque) quatre dernières années ont permis l'approfondissement significatif des mes connaissances sur différents sujets; rappelons, à titre d'exemple, l'excellente ambiance lors des cours de DEA avec les Professeurs Y. Fouquart, J. Lenoble et M. Herman. La collaboration de Mademoiselle C. Vanbauce et des Messieurs F. Parol et V. Giraud a été précieuse lors de la préparation de l'exposé. Détailler l'influence de chaque membre du LOA sur le travail développé m'obligerait à inclure deux ou trois pages supplémentaires à ces Remerciements. Soulignons, quand même, l'accueil et l'aide apportés par les Mesdames L. Devaux et Y. Theroux.

Je remercie le *Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq)*, quelque sorte de CNRS Brésilien, pour m'avoir accepté comme boursier, et le *Departamento de Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo*, pour m'avoir permis de rester éloigné des mes tâches d'enseignement pendant quatre ans.

Enfin, grand merci aux compositeurs de "Titan", d'"Antar", de "Rêves d'Hiver", de "Jupiter", de "L'Ours" et tant d'autres petites merveilles de la musique dite classique, pour m'avoir aidé à traverser les fins de semaine et les quelques nuits de travail solitaire au P-7...

A Gorette, ma meilleure moitié  
(M.B.: G.Q.G., Q.V.V.P. et A.D., P.R.D.V. ...)

## LISTE DES PRINCIPAUX SYMBOLES UTILISES

$B_\lambda(\lambda, T)$  — luminance spectrale donnée par la valeur de la fonction de Planck associée à la longueur d'onde  $\lambda$  et à la température  $T$

$C_j(s)$  — rapport de mélange en volume pour la  $j$ -ième fraction de l'aérosol à la position  $s$  du chemin optique (équation 1.19)

$E_\lambda^{\downarrow/\uparrow}$  — éclairage énergétique spectral intégré sur la distribution angulaire des luminances le long de l'hémisphère inférieur ( $\downarrow$ , rayonnement descendant) ou de l'hémisphère supérieur ( $\uparrow$ , rayonnement ascendant) (équations 1.43 et 1.44)

$ES$  — indice d'effet de serre défini par l'équation (3.4)

$f(\lambda)$  — fonction associée aux caractéristiques spectrales des capteurs en orbite

$g(\lambda, s)$  — facteur d'asymétrie associé à l'ensemble des particules en suspension, toutes dimensions et toutes fractions confondues, pour la longueur d'onde  $\lambda$  et à la position  $s$  du chemin optique (équation 1.30)

$\hat{g}$  — valeur équivalente du facteur d'asymétrie associé à l'ensemble des particules en suspension, capable de rendre les résultats du code SUNRAY semblables à ceux issus de l'application du code ZD aux mêmes conditions géophysiques (sous-chapitre 2.1.3)

$G$  — flux de conduction de chaleur vers les couches plus profondes (depuis la surface) du sol

$GE$  — indice d'effet de serre défini par l'équation (3.3)

$hrs$  — humidité relative associée au contenu en eau dans le sol

$H$  — flux turbulent de chaleur sensible

$I_\lambda(\lambda, \tau; \pm\mu, \varphi)$  — luminance spectrale relative à la lumière de longueur d'onde  $\lambda$ , au niveau vertical caractérisé par une épaisseur optique  $\tau$  intermédiaire à celles associées au niveau du sol ( $\tau = \tau_S$ ) et au sommet de l'atmosphère ( $\tau = 0$ ), et à l'orientation d'intérêt précisée par l'azimuth  $\varphi$  et par le sens de propagation (ascendante  $+\mu$  ou descendante  $-\mu$ ) sur l'axe du chemin optique, à son tour défini par le cosinus  $\mu$  de la distance zénithale (équations 1.38 et 1.39)

$J_\lambda(\lambda, \tau; \pm\mu, \varphi)$  — fonction-source respective à la composition de la valeur totale de la luminance spectrale  $I_\lambda(\lambda, \tau; \pm\mu, \varphi)$  (équation 1.42)

$K^{\Downarrow/\Uparrow}$  — éclairage énergétique intégré sur le domaine des courtes longueurs d'onde ( $\lambda < 4.0 \mu\text{m}$ ), descendant ( $\Downarrow$ ) ou ascendant ( $\Uparrow$ ) (équations 1.45 et 1.46)

$K_z^\theta$  — coefficient de diffusion turbulente de chaleur sensible à la direction verticale

$L^{\Downarrow/\Uparrow}$  — éclairage énergétique intégré sur le domaine des grandes longueurs d'onde ( $\lambda > 4.0 \mu\text{m}$ ), descendant ( $\Downarrow$ ) ou ascendant ( $\Uparrow$ ) (équations 1.47 et 1.48)

$LE$  — flux turbulent de chaleur latente

$L_{vap}$  — chaleur latente de vaporisation de l'eau

$m(\lambda)$  — indice de réfraction d'une particule relatif à la longueur d'onde  $\lambda$  (équation 1.1)

$\bar{m}(\lambda)$  — valeur moyenne de  $m(\lambda)$  sur toute la longueur du chemin optique limité par  $s_1$  et  $s_2$

$M(U)$  — masse d'aérosol par unité de volume d'air, exprimée comme fonction de la vitesse horizontale  $U$  du vent à 10 m du sol selon la formulation (1.31) proposée par Jaenicke (1988, p.403)

$n(r)$  — répartition granulométrique, ou nombre de particules de rayon entre  $r$  et  $dr$ , par unité de volume d'air et par unité de largeur de l'intervalle  $dr$

$n'(r)$  — répartition granulométrique normalisée à la présence d'une particule par unité de volume d'air et par unité de largeur de l'intervalle  $dr$  (équation 1.8)

$\bar{n}'(r)$  — valeur moyenne de  $n'(r)$  sur toute la longueur du chemin optique limité par  $s_1$  et  $s_2$

$N$  — nombre total de particules par unité de volume d'air (équation 1.2)

$N(r)$  — fonction cumulative de  $N$  comptée à partir de la valeur extrême  $r = 0$  (équation 1.4)

$P$  — pression atmosphérique

$P(\lambda, s; \vec{\Omega}', \vec{\Omega}'')$  — fonction de diffusion associée à l'ensemble des particules en suspension, toutes dimensions et toutes fractions confondues, pour la longueur d'onde  $\lambda$  et à la position  $s$  du chemin

optique (équation 1.27)

$q$  — humidité spécifique de l'air

$Q_{ext}(\alpha, m(\lambda))$  — facteur d'efficacité d'extinction associé à une particule isolée

$r$  — rayon de la sphère équivalente correspondante à la surface, ou au volume, ou aux propriétés optiques d'une particule isolée

$r(\lambda; -\mu', \varphi', +\mu'', \varphi'')$  — réflectance directionnelle des couches superficielles de sol à la longueur d'onde  $\lambda$ , relative aux orientations  $(-\mu', \varphi')$  d'incidence et  $(+\mu'', \varphi'')$  d'émergence

$R$  — bilan radiatif (équation 1.49)

$R_a$  — bilan radiatif en présence d'aérosol

$R_c$  — bilan radiatif en l'absence d'aérosol

$R_j$  — rayon moyen d'une répartition granulométrique du type log-normale, pour la  $j$ -ième fraction de l'aérosol

$s$  — position intermédiaire aux limites  $s_1$  et  $s_2$  du chemin optique traversé par la lumière

$S_{o\lambda}(\lambda)$  — distribution spectrale de la luminance d'origine solaire incidente au sommet de l'atmosphère

$t(\lambda, \tau', \tau'')$  — transmittance effective de la couche atmosphérique délimité par les niveaux correspondant aux épaisseurs optiques verticales  $\tau'$  et  $\tau''$ , à une longueur d'onde précisée (équation 1.40)

$T$  — température de l'air ou dans le sol selon le cas

$T_B$  — température de brillance associée à une valeur donnée pour la luminance émergente de la planète dans la région spectrale  $10.5 - 12.5\mu.m$  (équation 4.10)

$u$  — composante zonale du vent, selon la direction Est-Ouest

$v$  — composante méridionale du vent, selon la direction Nord-Sud

$V_j(s)$  — volume associé à l'ensemble (toutes dimensions confondues) des particules de la  $j$ -ième fraction de l'aérosol à la position  $s$  du chemin optique

$V'_j(s)$  — rapport entre  $V_j(s)$  et le nombre total  $N_j(s)$  de particules de la  $j$ -ième fraction de l'aérosol, à la même position  $s$  du chemin optique

$w$  — composante verticale du vent

$z_o$  — longueur de rugosité de la surface de l'environnement au niveau du sol

$\alpha = 2.\pi.r/\lambda$  — paramètre de taille

$\alpha$  — réflectance des couches superficielles du sol moyenne sur toute la largeur du domaine des courtes longueurs, pertinente à l'utilisation du code radiatif SUNRAY

$\beta_{ext}$  — coefficient linéaire d'extinction associé à l'ensemble des particules (équation 1.9)

$\theta$  — température potentielle de l'air

$\partial T/\partial t$  — taux de refroidissement radiatif (équation 1.52)

$\Delta R$  — impact de l'aérosol sur le bilan radiatif, évalué sous la forme d'une différence entre les valeurs  $R_a$  et  $R_c$  (équation 1.53)

$\Delta W$  — variation du contenu intégré en vapeur d'eau dans l'atmosphère lors de la réintroduction du profil vertical initial d'humidité spécifique de l'air à un lever de soleil donné

$\varepsilon(\lambda; +\mu, \varphi)$  — émissivité directionnelle des couches superficielles de sol à la longueur d'onde  $\lambda$

$\mu_o$  — cosinus de la distance zénithale associée au disque apparent solaire

$\pi$  — fonction d'Exner

$\rho_j$  — masse volumique de la  $j$ -ième fraction de l'aérosol

$\sigma_{ext}(\lambda)$  — section efficace d'extinction pour une particule en suspension, donnée par le produit  $\pi.r^2.Q_{ext}(m, \alpha)$ , à la longueur d'onde  $\lambda$

$\sigma_j$  — écart-type d'une répartition granulométrique du type log-normale, pour la  $j$ -ième fraction de l'aérosol

$\sigma^{TB}(cible, temps)$  — écart-type entre les températures de brillance associées aux neuf éléments (*pixels*) correspondants à une même cible et à une même image, prise à un instant donné

$\sigma_{min}^{TB}(cible, temps)$  — valeur minimale de l'écart-type  $\sigma^{TB}(cible, temps)$  le long de la période prise en compte

$\varpi(\lambda, s)$  — albedo simple (ou pour une diffusion) associé à l'ensemble des particules en suspension, toutes dimensions et toutes fractions confondues, pour la longueur d'onde  $\lambda$  et à la position  $s$  du chemin optique (équation 1.26)

$\hat{\varpi}$  — valeur équivalente de l'albedo simple associé à l'ensemble des particules en suspension, capable de rendre les résultats du code SUNRAY semblables à ceux issus de l'application du code ZD aux mêmes conditions géophysiques (sous-chapitre 2.1.3)

$\tau(\lambda; s_1, s_2)$  — épaisseur optique effective du milieu entre les positions limites du chemin optique traversé par la lumière de longueur d'onde  $\lambda$  (équation 1.10)

$\tau(\lambda)$  — épaisseur optique verticale entre le niveau du sol et le sommet de l'atmosphère pour la lumière de longueur d'onde  $\lambda$  (équation 1.13)

$\tau_{aer}^\lambda$  — épaisseur optique verticale entre le niveau du sol et le sommet de l'atmosphère pour la lumière de longueur d'onde  $\lambda$  et associée à l'aérosol

$\tau_{max}$  — épaisseur optique de l'aérosol déduite de l'interprétation des différences de température de brillance ( $\Delta T_B$ ) en faisant appel à une valeur  $\kappa_{min}$  pour le coefficient de sensibilité reliant les deux grandeurs (équation 5.3)

$\tau_{min}$  — épaisseur optique de l'aérosol déduite de l'interprétation des différences de température de brillance ( $\Delta T_B$ ) en faisant appel à une valeur  $\kappa_{max}$  pour le coefficient de sensibilité reliant les deux grandeurs (équation 5.2)

# SOMMAIRE (Volume I)

• <b>Résumé</b>	..... p.1
• <i>Abstract</i>	..... p.2
• <b>Chapitre 1 – Introduction</b>	..... p.3
– 1.1 – Intérêt Apporté à l’Aérosol Désertique	..... p.4
– 1.2 – Rappels (I): Propriétés Optiques de l’Aérosol	..... p.9
* 1.2.1 – Rappels généraux	..... p.12
* 1.2.2 – Aérosol interprété comme mélange interne	..... p.14
* 1.2.3 – Aérosol interprété comme mélange externe	..... p.18
– 1.3 – Modèles d’Aérosol Désertique Choisis	..... p.22
* 1.3.1 – Modèle ECLATS	..... p.24
* 1.3.2 – Modèle Carlson & Benjamin	..... p.26
* 1.3.3 – Modèles de Longtin <i>et al.</i>	..... p.27
* 1.3.4 – Comparaison entre les modèles ECLATS, Carlson & Benjamin, et de Longtin <i>et al.</i>	..... p.34

– 1.4 – Rappels (II): Equation de Transfert et Bilan Radiatif	.....	p.38
* 1.4.1 – Notations et définitions	.....	p.39
* 1.4.2 – Identification de l'influence de l'aérosol	.....	p.45
– 1.5 – Télédétection de l'Aérosol depuis l'Espace	.....	p.49
– 1.6 – Objectifs et Organisation Générale du Mémoire	.....	p.55
<b>• Chapitre 2 –</b>		
<b>Obtention de Cycles Diurnes Reproductibles avec un Modèle Météorologique de Méso-Echelle</b>	.....	p.61
– 2.1 – Présentation du Modèle de Méso-Echelle Utilisé	.....	p.64
* 2.1.1 – Modélisation météorologique de méso-échelle	.....	p.65
* 2.1.2 – Codes radiatifs employés	.....	p.74
* 2.1.3 – Assimilation des modèles d'aérosol désertique de Longtin <i>et al.</i>	.....	p.76
– 2.2 – Démarche d'Obtention des Cycles Diurnes Reproductibles	.....	p.81
* 2.2.1 – Mesures de contrôle	.....	p.82
* 2.2.2 – Critère d'arrêt de la période de simulation	.....	p.87
– 2.3 – Cycles Diurnes Reproductibles et Bilan Energétique	.....	p.90
* 2.3.1 – Bilan énergétique au niveau du sol	.....	p.90
* 2.3.2 – Bilan énergétique du système sol – atmosphère	.....	p.94
* 2.3.3 – Impact des mesures de contrôle	.....	p.99

– 2.4 – Influence de la Condition Initiale	.....	p.106
– 2.5 – Conclusions	.....	p.114
• <b>Chapitre 3 –</b> <b>Impact de l’Aérosol Désertique sur le Bilan Radiatif au Sol et sur les Profils de</b> <b>Température</b>	.....	p.116
– 3.1 – Analyse des Résultats Obtenus en l’Absence d’Aérosol Désertique	.....	p.120
* 3.1.1 – Rôle joué par le contenu en vapeur d’eau dans l’atmosphère	.....	p.121
* 3.1.2 – Rôle joué par les propriétés radiatives de la surface au sol	.....	p.124
* 3.1.3 – Rôle joué par d’autres aspects du problème	.....	p.127
– 3.2 – Analyse des Résultats Obtenus en Présence d’Aérosol Désertique	.....	p.132
* 3.2.1 – Bilan radiatif au niveau du sol	.....	p.134
* 3.2.2 – Température de surface et bilan énergétique au sol	.....	p.136
* 3.2.3 – Températures de l’air et dans le sol	.....	p.140
* 3.2.4 – Couches d’aérosol en altitude	.....	p.144
* 3.2.5 – Obtention de cycles diurnes reproductibles en présence d’aérosol	.....	p.146
– 3.3 – Aérosol Désertique et les Indices d’Effet de Serre de Stephens <i>et al.</i>	.....	p.150
– 3.4 – Conclusions	.....	p.158
• <b>Chapitre 4 –</b> <b>Impact de l’Aérosol Désertique sur les Luminances Emergentes de la Planète à</b> <b>10.5 – 12.5 <math>\mu\text{m}</math>: Simulations avec le Code LOWTRAN-7</b>	.....	p.163

- 4.1 – Evaluation des Luminances Emergentes de la Planète	.....	p.165
* 4.1.1 – Rappels	.....	p.166
* 4.1.2 – Présentation du code radiatif LOWTRAN-7	.....	p.170
- 4.2 – Analyse des Résultats Obtenus en l’Absence d’Aérosol Désertique	.....	p.179
* 4.2.1 – Rôle joué par le contenu en vapeur d’eau dans l’atmosphère	.....	p.180
* 4.2.2 – Rôle joué par les propriétés radiatives de la surface au sol	.....	p.183
* 4.2.3 – Synthèse	.....	p.185
- 4.3 – Analyse des Résultats Obtenus en Présence d’Aérosol Désertique	.....	p.188
* 4.3.1 – Influence du type d’aérosol désertique et de sa répartition verticale	.....	p.189
* 4.3.2 – Influence du contenu intégré en vapeur d’eau	.....	p.191
* 4.3.3 – Influence de la condition initiale employée dans les simulations météorologiques	.....	p.193
* 4.3.4 – Synthèse	.....	p.198
- 4.4 – Comparaison avec les Résultats de Legrand <i>et al.</i>	.....	p.202
- 4.5 – Conclusions	.....	p.212
• <b>Chapitre 5 –</b> <b>Estimation du Contenu en Aérosol Désertique par l’Interprétation Quantitative de</b> <b>l’Imagerie METEOSAT-IR</b>	.....	p.219
- 5.1 – Données Expérimentales Employées	.....	p.221
- 5.2 – Identification des Situations Contaminées par la Présence de Nuages	.....	p.226

- 5.3 – Estimation du Contenu en Aérosol Désertique	..... p.230
* 5.3.1 – Démarche	..... p.233
* 5.3.2 – Résultats	..... p.237
* 5.3.3 – Synthèse	..... p.239
• Chapitre 6 – Conclusions et Perspectives	..... p.243

## RESUME

L'aérosol désertique est constitué de particules minérales soulevées par le vent dans les régions arides de la planète telles que le Sahara. Le suivi spatio-temporel de cet aérosol constitue un thème d'intérêt commun à plusieurs disciplines (la météorologie, la climatologie, la géochimie, l'écologie). Il constitue en outre un élément important en télédétection depuis l'espace, compte tenu des perturbations induites sur les mesures par la présence des particules. L'interprétation des données acquises par les satellites METEOSAT dans la région spectrale 10,5–12,5 microns (IR) constitue une contribution significative à ce sujet, si on considère la couverture spatiale et la fréquence temporelle des images prises.

Ce mémoire est consacré à l'analyse quantitative des mesures de ce type, dans le but de préciser les limitations et les possibilités d'exploitation de l'imagerie METEOSAT-IR en termes de contenu en aérosol désertique dans l'atmosphère. La modélisation des processus en jeu a été choisie comme démarche d'étude, en tenant compte des phénomènes radiatifs et non-radiatifs contrôlant les profils de température de l'air et du sol. L'étude comprend trois étapes: (a) la simulation de l'impact de l'aérosol désertique sur les températures à l'aide d'un modèle météorologique, (b) la simulation des luminances mesurées par les capteurs en orbite, et (c) la validation des simulations, appliquées à l'analyse de l'imagerie METEOSAT, par la comparaison avec les résultats de mesures photométriques au sol effectuées durant l'expérience STARS-1 (Novembre 1989, République du Niger). Les simulations tiennent compte des facteurs descriptifs de l'aérosol désertique (indices de réfraction, granulométrie, répartition verticale) ainsi que des facteurs "non-aérosol" du problème (contenu en vapeur d'eau dans l'atmosphère, propriétés radiatives de la surface au sol, etc).

Les résultats des simulations sont analysés à partir de cycles diurnes quasi-reproductibles. Ce choix méthodologique permet de s'affranchir en grande partie des régimes transitoires, et d'aboutir en outre à des résultats comparables à ceux provenant de la climatologie régionale. L'application des simulations à l'analyse des images METEOSAT relatives à l'expérience STARS-1 fournit des évaluations satisfaisantes de l'épaisseur optique de l'aérosol, à condition de prendre en compte des informations complémentaires aux données satellitaires, telles que le contenu en vapeur d'eau.

— — —

## *ABSTRACT*

The desert aerosol is made of particles which have been lifted by the wind from the surface of the arid regions of the planet, such as the Sahara. The spatial distribution and the temporal evolution of the atmospheric content of these particles is a matter of interest for various fields of study (meteorology, climatology, geochemistry, ecology). In addition it is of primary importance for remote sensing, due to disturbances resulting from aerosol presence. The analysis of the measurements of the outgoing radiances performed by the METEOSAT satellites within the 10.5 – 12.5 microns region (IR) is a significant source of information about this subject, given the coverage area and the temporal frequency of images.

This study deals on the quantitative analysis of these measurements, in order to clear up the potential as well as the limits of the METEOSAT-IR imagery to provide a desert aerosol content. The chosen approach is the modelling of the main physical processes, including the effects of radiative and non-radiative exchanges able to define the temperature in the atmosphere and at the ground. The study contains three parts: (a) the simulation of the aerosol impact on temperatures by using a meso-scale meteorological model, (b) the simulation of the aerosol impact on the outgoing radiances, and (c) the validation of the simulations, applied to the METEOSAT imagery analysis, by comparing with the results obtained from sunphotometric measurements performed at the ground level during the STARS-1 experiment (November 1989, Niger). Aerosol (refractive index, size distribution, vertical profile) and non-aerosol factors (water vapor content, ground radiative properties, etc) are included in the simulations.

The simulations are analysed in terms of quasi-reproducible diurnal cycles. This approach suppresses the transients to a large extent, and provides results in agreement with the regional climatology. Applying such simulations to the analysis of the METEOSAT-IR imagery corresponding to the STARS-1 experiment, promising results can be obtained for the aerosol optical depth provided that complementary information such as the atmospheric water vapor content is available.

— — —

# Chapitre 1 – Introduction

## 1.1 – Intérêt Apporté à l'Aérosol Désertique

La composition de l'atmosphère terrestre joue un rôle fondamental dans la définition des températures régnantes à la proximité du sol, en contrôlant en conséquence les conditions adéquates à la vie humaine. La présence de molécules telles que la vapeur d'eau et le dioxyde de carbone donne suite à toute une série d'échanges radiatifs entre l'atmosphère et le sol, dont le principal résultat constitue l'échauffement de ce dernier par rapport à une situation hypothétique en l'absence d'atmosphère. Les nuages, formés par des gouttelettes d'eau et / ou des cristaux de glace, exercent un contrôle non-négligeable sur l'état thermique du système sol – atmosphère, étant donné leur influence sur l'ensoleillement ainsi que sur les pertes en rayonnement tellurique vers l'espace. L'aérosol atmosphérique, formé par l'ensemble des particules en suspension <sup>(1)</sup>, peut intervenir de différentes façons sur l'état thermique de ce système, directement sur les composantes du bilan radiatif (p.ex.: augmentant la rétrodiffusion de lumière solaire vers l'espace) et indirectement sur d'autres processus pertinents au sujet (p.ex.: la formation de nuages).

Les poussières soulevées par l'action du vent sur des régions arides ou semi-arides de la planète telles que le Sahara forment un des principaux types d'aérosol naturel, d'origine non-anthropique. La production d'aérosol désertique (ou terrigène) autour du globe atteindrait, selon plusieurs auteurs, l'ordre de quelques centaines de millions de tonnes par an (voir la compilation présentée par Jaenicke, 1988, p.402).

---

<sup>1</sup>Le terme "aérosol" est employé tout au long de ce mémoire en suivant le concept couramment pris en compte dans les textes consacrés à la physico-chimie de l'atmosphère: système dispersé constitué par l'ensemble des particules solides/liquides en suspension. Les hydrométéores (comme les gouttelettes de brouillard, de nuage) n'y sont pas considérés. Une définition plus rigoureuse peut être rencontrée dans la monographie signée par Mészáros (1981, pp.91-92), fondée sur un certain nombre de critères concernant les propriétés géométriques (rapport entre la surface et le volume) et mécaniques (vitesse de sédimentation, mouvement Brownien) des particules concernées. Un autre point de vue à propos de l'emploi du même terme consiste à traiter chaque particule en suspension comme "un" aérosol, d'où l'utilisation fréquente de constructions telles que "des aérosols désertiques". La convenance du premier point de vue — aérosol: collection des particules en suspension — a été récemment rappelée (*Atmospheric Research*, Editorial Comment, 1993).

Ces poussières sont transportées par les courants d'air depuis les zones de soulèvement (dites zones-source) jusqu'à des régions situées à des milliers de kilomètres, tout en souffrant les effets d'une déposition progressive au cours des trajectoires parcourues, gradative selon la dimension des particules. Ce transport à de très grandes distances concerne des couches atmosphériques en altitude, sans contact avec le sol, suite à toute une série de processus atmosphériques tels que (a) la convection sèche (turbulence thermique) dans les zones arides et (b) le déplacement des masses d'air d'origine continentale au-dessus de régions océaniques.

L'influence de l'aérosol désertique sur le bilan d'énergie du système sol - atmosphère a motivé la réalisation de plusieurs études depuis les années 1970, vu les multiples interactions entre les poussières en suspension et le rayonnement. La présence d'aérosol constitue un des modulateurs de l'ensoleillement au sol, pouvant en conséquence jouer un certain rôle sur l'importance des processus turbulents ayant lieu dans la basse atmosphère (le premier kilomètre depuis la surface) et intervenir, par exemple, sur la formation de nuages convectifs tels que les *cumuli*. Outre les aspects énergétiques, l'interaction entre le rayonnement (solaire et tellurique) et les poussières en suspension introduit des difficultés lors de l'interprétation des produits de la télédétection spatiale des températures et des réflectances de surface.

La déposition des poussières constitue un processus dont les implications géo-chimiques sont les plus diverses sur les régions affectées, telles que le transfert de nutriments aux zones côtières et continentales, en exerçant un certain contrôle sur le taux de production primaire par le phytoplancton et rendant plus fertiles les sols soumis aux retombées. La présence de ces particules en suspension à la proximité du sol peut aussi avoir des conséquences sur l'activité socio-économique (par réduction de visibilité, apportant des difficultés aux moyens de transport aérien entre autres) et sur la santé humaine (problèmes respiratoires).

La connaissance de la distribution géographique et de l'évolution dans le temps du contenu en poussières désertiques constitue, en conséquence, un objet d'intérêt pour plusieurs disciplines (la géochimie, l'écologie, la météorologie), tout en affectant l'activité humaine dans les régions concernées. L'aérosol désertique devient, peu à peu, un élément courant de la vie quotidienne. Les retombées en Europe sont rappelées par la presse (le rougissement des voitures...), et la visualisation des panaches au-dessus de l'Atlantique et de la Méditerranée nous est épisodiquement offerte par la télévision le soir à l'aide des images prises par les satellites météorologiques. La propagation des résultats scientifiques atteint les publics les plus divers (p.ex.: Coudé-Gaussen & Rognon, 1983; Bergametti, 1992).

L'observation de la planète par des capteurs en orbite représente un moyen privilégié pour identifier la présence des poussières désertiques, vu l'échelle spatiale associée aux phénomènes de transport depuis les zones-source (p.ex., au milieu du Sahara) jusqu'aux zones-puits (telles que l'Océan Atlantique). L'identification de l'aérosol sur ces observations dépend de la magnitude des effets induits par l'occurrence de particules en suspension sur les facteurs contrôlant les luminances émergentes de la planète en l'absence de nuages et dans des régions spectrales peu affectées par l'absorption gazeuse. Dans le domaine solaire, ces luminances sont définies surtout par la réflexion du rayonnement direct à la surface du sol et par la rétrodiffusion de lumière vers l'espace par les composants atmosphériques (molécules et particules). Dans le domaine tellurique, les luminances émergentes dépendent surtout de l'émission de rayonnement par le sol et de la transmittance des couches d'air interposées entre la surface et le capteur en orbite. La complexité des processus impliqués dans les deux cas suggère que la présence d'aérosol soit recherchée lors des conditions les plus favorables possibles, traduites par l'analyse: (a) dans le domaine solaire, des données acquises au-dessus de cibles noires (telles que la mer ou les forêts) ou sur des régions fort contrastées au niveau du sol (vu l'effet perturbateur de l'aérosol, réduisant les contrastes), ou (b) dans le domaine tellurique, des données acquises au-dessus de cibles dont les températures de surface soient susceptibles de répondre relativement vite à un changement de la composition de l'atmosphère (telles que les régions continentales peu concernées par l'occurrence de végétation). La faisabilité de ces voies d'analyse a été vérifiée à plusieurs reprises, permettant d'identifier un même panache simultanément sur le continent et sur l'océan (p.ex.: Shenk & Curran, 1974; Lee, 1989; N'Doumé, 1993, pp.77-85).

Autant la visualisation de la présence d'aérosol semble claire lors de l'occurrence d'événements extrêmes, autant l'évaluation de son contenu se présente complexe et associée à un problème radiatif à plusieurs variables.

Dans le domaine solaire, l'observation de régions océaniques par les satellites héliosynchrones de la série NOAA permet, depuis les années 1980, l'élaboration des cartes hebdomadaires de l'épaisseur optique de l'aérosol à  $\lambda = 0.5\mu\text{m}$  (Nagaraja Rao *et al.*, 1989). L'exploitation de cette même voie à partir des images acquises par les satellites géostationnaires de la série METEOSAT a permis l'aboutissement d'une climatologie (5 ans) de cette épaisseur optique sur une vaste fraction de l'Océan Atlantique au large de Dakar, en Afrique Occidentale (Jankowiak & Tanré, 1992). L'interprétation des données correspondant aux régions océaniques à ce propos dépend, tout comme pour celles obtenues au-dessus de cibles sombres continentales (p.ex.: Soufflet, 1992, pp.83-137), de la prise en compte d'images "de référence" supposées libres de toute présence d'aérosol. L'évaluation de l'épaisseur optique de l'aérosol par la méthode de dégradation des contrastes au sol (Tanré *et al.*, 1988b) fait aussi appel

à la notion de condition de référence, dans ce cas associée au maximum de contraste relatif entre les éléments (*pixels*) de chaque portion de l'image. L'estimation de l'épaisseur optique de l'aérosol à partir de toutes ces techniques requiert la prise en compte d'un certain nombre d'hypothèses, (a) simplificatrices à propos du problème de transfert radiatif en question, et (b) concernant les valeurs associées aux autres propriétés optiques de l'aérosol, telles que la fonction de diffusion pour la géométrie de visée et l'albedo simple. Une compilation exhaustive des techniques disponibles a été présentée par Stowe *et al.* (1990, pp.15-22).

En synthèse, la télédétection de l'aérosol par l'intermédiaire de l'interprétation de la lumière solaire réfléchie par le système sol – atmosphère a atteint le niveau quantitatif, même si certains des premiers procédés avaient un caractère très empirique (p.ex.: Griggs, 1979). Les résultats obtenus sont présentés dans la plupart des cas sous la forme de valeurs pour l'épaisseur optique de l'aérosol associée à une longueur d'onde dans le domaine visible, telle que  $0.55 \mu\text{m}$ . Il s'agit d'une estimation du contenu optique en aérosol, sans association directe avec le contenu en masse dans la colonne atmosphérique (exprimé par exemple en termes de  $\text{kg.m}^{-2}$ ). Une telle association demande soit la connaissance de la granulométrie des particules en suspension soit l'acceptation d'hypothèses à ce propos. Cette dernière possibilité s'est montrée réalisable (Fraser, 1976), étant justifiée notamment par les difficultés d'accès aux granulométries lors de l'analyse des observations faites depuis l'espace. Ce type d'association doit être pris en compte avec beaucoup de soin pour les poussières désertiques, vu la considérable variabilité naturelle exhibée par leur granulométrie (p.ex.: d'Almeida, 1987; Westphal *et al.*, 1987). L'analyse des données acquises opérationnellement depuis l'espace ne permet pas à présent de caractériser la nature des particules en suspension, ni l'estimation précise de leur contenu en masse. A croire les préparatifs actuels des expériences spatiales MODIS (p.ex.: King *et al.*, 1992) et POLDER (p.ex.: Deuzé, 1993), il sera possible dans un avenir relativement proche de déterminer la nature des particules en suspension, c'est-à-dire leur granulométrie et la magnitude de leurs indices de réfraction, rendant réaliste l'estimation du contenu en  $\text{kg.m}^{-2}$  d'aérosol dans la colonne atmosphérique.

L'observation de la planète dans les régions spectrales moins influencées par l'absorption gazeuse au long du domaine tellurique (autour de  $3.7 \mu\text{m}$  et de  $10.5 - 12.5 \mu\text{m}$ ) peut indiquer la présence d'aérosol désertique au-dessus de régions continentales, vu l'importance de son impact sur les températures de surface (Shenk & Curran, 1974; Ackerman, 1989; Legrand, 1990). Les attentes soulevées sur cette voie sont à présent assez considérables, car l'analyse des luminances émergentes dans ces régions spectrales pourrait donner des résultats plus conclusifs que les méthodes "visibles" au-dessus des paysages fort réfléchissants et peu contrastés au sol tels que le désert. Les possibilités offertes concernant l'étude des zones-source s'avèrent non-négligeables (emplacement, variabilité inter-annuel),

sans oublier le potentiel d'application des algorithmes d'interprétation tout au long du cycle diurne.

A l'heure actuelle, l'analyse des luminances émergentes correspondant à ces deux régions spectrales <sup>(2)</sup> est capable seulement d'identifier la présence des poussières désertiques, n'en répondant que partiellement aux besoins de la communauté scientifique à propos des distributions spatio-temporelles au-dessus des régions continentales. La simple indication de la présence d'aérosol peut fournir d'une part les bases pour l'établissement d'une climatologie d'occurrence (N'Doumé, 1993) et d'autre part les moyens pour le suivi spatio-temporelle des événements significatifs (Ackerman, 1989; Legrand, 1990, chap.2). Les luminances émergentes dans la région 10.5 – 12.5  $\mu\text{m}$  varient linéairement ou presque en fonction du contenu en aérosol, justifiant la proposition d'un procédé quantitatif (Legrand *et al.*, 1989). Néanmoins, les premières investigations théoriques sur le thème (Legrand *et al.*, 1992) ont mis en évidence l'influence d'un certain nombre de facteurs non-aérosol sur la définition de ces luminances, rendant particuliers les résultats expérimentaux obtenus auparavant.

Notre mémoire est consacré à l'analyse des dépendances existant entre les luminances émergentes dans la région spectrale 10.5 – 12.5  $\mu\text{m}$  et les facteurs associés à la présence de poussières désertiques dans l'atmosphère: leurs propriétés optiques, leurs répartition verticale et contenu total. Le rôle joué par les facteurs non-aérosol (tels que le contenu en vapeur d'eau et les propriétés radiatives de la surface) est mis en évidence, caractérisant ces luminances comme une fonction à plusieurs variables. Cette étude constitue la suite des investigations préliminaires effectuées sur ces sujets par Cautenet *et al.* (1992) et par Legrand *et al.* (1992), leurs résultats constituant notre point de départ.

Plus précisément, il s'agit d'analyser les luminances perçues en orbite par les capteurs infra-rouge embarqués sur les satellites géostationnaires de la série METEOSAT lors de l'occurrence de différentes conditions pour le système sol – atmosphère, en présence et en l'absence d'aérosol. Les données METEOSAT-IR constituent des luminances intégrées sur une région spectrale comprise typiquement entre 10.5 et 12.5  $\mu\text{m}$  (entre 800 et 955  $\text{cm}^{-1}$ ), avec des variations secondaires sur l'ensemble des capteurs mis en orbite depuis la fin des années 1970. L'intérêt apporté à l'interprétation de l'imagerie METEOSAT-IR en termes du contenu en aérosol peut être justifié selon plusieurs raisonnements. Tout d'abord, les images acquises au-dessus du méridien de Greenwich donnent une vue synoptique des conditions atmosphériques régnantes sur la région désertique la plus vaste de la planète, l'ensemble

---

<sup>2</sup>Rappelons que les luminances émergentes de la planète dans la région spectrale autour de 3.7  $\mu\text{m}$  sont susceptibles, durant le jour, aussi bien à l'émission de rayonnement par les parties du système sol – atmosphère qu'à la rétrodiffusion de lumière solaire vers l'espace. Ces observations sont analysées (a) soit en termes d'émission, "corrigeant" la composante solaire incluse dans les mesures, ou (b) réciproquement, en termes de réflexion par le système sol – atmosphère, estimant l'apport du rayonnement tellurique à partir des mesures faites à 10.5 – 12.5  $\mu\text{m}$ .

Sahara – Arabie, ainsi que les périphéries les plus souvent affectées par le déplacement des panaches de poussières: la portion Est de l’Atlantique tropicale, le Sahel (zone intermédiaire entre le Sahara et les forêts au bord du Golfe de Guinée) et la Méditerranée. Ensuite, ces images sont prises toutes les demi-heures, fournissant les moyens pour la mise en oeuvre des suivis spatio-temporelles relativement détaillés et sur des larges étendues, jour et nuit. Puis, pour une raison commune aux satellites météorologiques en orbite géostationnaire autour de la Terre (séries GOES, METEOSAT, GMS et INSAT): la luminance émergente correspondant à chaque cible au sol est mesurée selon une géométrie de visée virtuellement constante, rendant secondaire toute discussion à propos du caractère bidirectionnelle des réflectances (et donc des émissivités) de la surface lors de l’analyse de différentes images. Enfin, d’autres satellites équipés des capteurs similaires à ceux en service seront mis en orbite au cours des prochaines années (Mason & Schmetz, 1992), permettant la poursuite de l’exploitation possible aujourd’hui et la comparaison dans l’avenir de ses résultats avec les produits des méthodologies plus développées. Outre les avantages techniques, l’observation de la planète par l’intermédiaire du réseau de satellites météorologiques (tels que ceux appartenant aux séries NOAA et METEOSAT) constitue un moyen économiquement viable pour la mise en oeuvre des études climatologiques à l’échelle continentale.

La présente Introduction rappelle des notions générales à propos de l’interaction entre l’aérosol et le rayonnement, tout en soulignant les aspects du sujet qui sont étudiés dans notre mémoire: l’impact des poussières (et aussi de leur granulométrie) sur le bilan radiatif, sur les profils de température et sur les luminances perçues par un capteur en orbite. La structure adoptée pour une telle ouverture de mémoire — un chapitre tout entier — permet d’approfondir plusieurs discussions jugées pertinentes à propos des démarches choisies et des résultats obtenus. Les sous-chapitres 1.2 et 1.3 sont consacrés aux propriétés optiques de l’aérosol, rappelant les notions générales (1.2) et décrivant les modèles de poussières désertiques employés dans ce mémoire (1.3). Les deux sous-chapitres suivants analysent l’influence des particules en suspension sur le bilan radiatif (1.4) et la télédétection de l’aérosol à partir de l’interprétation des luminances émergentes dans la région spectrale  $10.5 - 12.5 \mu\text{m}$  (1.5). Le sous-chapitre 1.6 précise nos objectifs et justifie la stratégie entreprise.

## **1.2 – Rappels (I): Propriétés Optiques de l’Aérosol**

La caractérisation de l’aérosol présent dans l’atmosphère peut être faite selon différents critères: nature (composition chimique et minéralogique), forme des particules, leur concentration totale (en nombre,

en volume, en masse), et leur répartition granulométrique (du nombre, du volume, de la masse). Concentration et répartition granulométrique peuvent être exprimées par unité de volume d'air ou intégrées au long d'une colonne comprise entre le sol et un certain niveau de l'atmosphère.

Nous adoptons tout au long de ce mémoire le point de vue, courant dans la littérature, qui consiste à décrire l'aérosol comme une population composée par des particules rondes. Cette hypothèse peut être jugée simpliste, étant donné la variété des formes rencontrées dans la nature — voir, p.ex., les figures 1.4 et 1.5 de Twomey (1977, pp.15-16) ou la figure 33 de Mészáros (1981, p.119). Les résultats disponibles dans la littérature mettent en évidence que les particules en suspension dans l'atmosphère peuvent se présenter sous la forme de sphéroïdes, de plaquettes, de bâtonnets et d'autres encore plus complexes, comme celles associées aux grains de pollen et aux corps des micro-insectes. Dans le cas spécifique de l'aérosol désertique, les particules se présenteraient sous les formes des cristaux (quartz) et des plaquettes (argile), isolées ou dans des agglomérats (p.ex.: Gomes *et al.*, 1990).

L'éventuel rôle joué par la forme géométrique d'une particule sur ses respectives propriétés optiques constitue un thème d'investigation théorique depuis plusieurs décennies (p.ex.: van de Hulst, 1957, chaps.15-16; Stamnes, 1989, chap.2). Les principaux efforts réalisés à l'heure actuelle dans ce domaine sont consacrés à l'impact radiatif de la forme des... cristaux de glace dans les nuages du type *cirrus* (p.ex.: Brogniez, 1992). L'adoption du point de vue couramment accepté à propos de l'aérosol (les particules peuvent être vues comme des sphères) constitue seulement le premier raisonnement possible, celui qui fournirait la première réponse à chaque question posée au long de l'investigation concernée. L'obtention des réponses plus adéquates à ces mêmes questions demanderait la connaissance des formes géométriques en jeu et, selon le cas, le développement des procédés de calcul respectifs.

L'application d'une description sphérique à de particules qui ne possèdent pas cette forme géométrique constitue une démarche pratique sous certains points de vue, car elle donne séquence à (a) une résolution analytique plus simple pour le problème de la diffusion de lumière par une particule homogène (p.ex.: Liou, 1980, chap.5); et (b) une interprétation plus simple des informations concernant la granulométrie des particules, comme la conversion entre distribution en nombre et en volume. Néanmoins, l'application d'une telle description requiert la transformation des caractéristiques géométriques réelles de chacune des particules concernées (forme et dimensions respectives) en un paramètre unique, le rayon de la sphère correspondante. Cette transformation n'est ni directe ni unique, car deux particules différentes peuvent présenter le même volume, ou la même surface externe, ou encore les mêmes propriétés aérodynamiques — pour ne parler que des trois "définitions" les plus fréquentes de tel rayon. Cet aspect du sujet constitue une des difficultés principales lors de

la comparaison entre les résultats expérimentaux issus de l'application des méthodes distinctes pour l'estimation de la dimension des particules, car chaque principe de mesure fait appel à une définition particulière pour les "rayons" obtenus comme résultat (Friedlander, 1977, chap.6). Cette remarque est valable aussi pour les algorithmes d'estimation de la répartition granulométrique de l'aérosol, basés sur l'analyse des mesures de la transparence atmosphérique, puisque ces procédés font appel à des propriétés optiques associées à des particules sphériques.

L'aérosol se présente habituellement sous la forme d'une population hétérogène de particules en suspension, ou d'un ensemble de distinctes sous-populations, même si nous considérons des volumes d'air relativement réduits. Cette hétérogénéité peut se traduire par la coexistence de particules d'origines diverses, d'où la dénomination "composantes" ou "fractions" de l'aérosol. Chaque composante correspondrait à une nature et à une répartition granulométrique particulières. La coexistence de diverses sous-populations dans un même volume d'air peut être justifiée par l'action simultanée de processus physiques/chimiques différents liés à la génération, à la transformation, au transport et au dépôt des particules en suspension (Twomey, 1977; Mészáros, 1981, chaps. 4 et 5).

La présence simultanée de différents types de particules en suspension rend difficile la description des propriétés de l'ensemble. Un premier point de vue consisterait à classer les divers types de particules selon leurs caractéristiques; suivant ce raisonnement, les poussières d'origine désertiques pourraient être présentées comme "... des particules qui ne sont jamais rondes, dont la concentration massique peut atteindre plusieurs microgrammes par  $m^3$  d'air dans certains cas". Un deuxième point de vue, plus généralisant, consisterait à présenter les caractéristiques de la population entière: "... la granulométrie moyenne sur l'ensemble des particules en suspension est la suivante: ...". Ces deux points de vue — traiter chaque composante individuellement, ou ne garder que les caractéristiques globales de la totalité des particules — constituent les bases fondamentales respectives des notions de mélange externe et de mélange interne, analysées dans les sections 1.2.3 et 1.2.2 ci-dessous. Ces mêmes termes (mélanges interne et externe) sont couramment appliqués dans l'analyse de la nature des particules en suspension, identifiant celles dont composition chimique est hétérogène (deux ou plusieurs espèces) ou homogène, respectivement (Jaenicke, 1988, p.401). Dans le cadre de ce mémoire, les deux termes sont associés à la façon avec laquelle les paramètres optiques de l'aérosol sont obtenus: en supposant un seul type de particule (mélange interne) ou en respectant les caractéristiques individuelles de chacune des composantes de l'ensemble (mélange externe). Cette association est courante dans la littérature depuis les années 1980 (WCP-112, 1986, p.6; Lenoble, 1993, p.264). La section 1.2.1 rappelle un certain nombre de notions pertinentes à l'interaction entre l'aérosol et le rayonnement.

### 1.2.1 – Rappels généraux

L'interaction d'une particule avec le rayonnement est entièrement décrite par l'intermédiaire des termes de la matrice de diffusion et par deux autres grandeurs, scalaires: soit les sections efficaces d'extinction et de diffusion (par particule), soit les coefficients linéaires correspondants (par unité de longueur de chemin optique), soit une de ces grandeurs et l'albedo simple (ou pour une diffusion). Le choix d'une de ces alternatives peut suivre les motivations les plus diverses.

L'évaluation des propriétés optiques correspondant à l'aérosol est relativement directe pour le cas d'une population monodispersée, composée exclusivement de  $N$  particules identiques par unité de volume d'air, toutes d'une même dimension. Ces propriétés (les coefficients linéaires, les sections efficaces, etc) sont alors obtenues par l'application du calcul Mie (p.ex.: Hansen & Travis, 1974) à des sphères homogènes de rayon  $r$  et associées à un indice de réfraction imaginaire indiqué sous la forme:

$$m(\lambda) = m_R(\lambda) + i.m_I(\lambda) . \quad (1.1)$$

Les parties réelle et imaginaire dépendent de la nature des particules en jeu, tout en indiquant l'importance relative des processus de diffusion et d'absorption de rayonnement de longueur d'onde  $\lambda$  par ces mêmes particules. L'évaluation des propriétés optiques dépend directement du paramètre de taille  $\alpha = 2.\pi.r/\lambda$ , en rendant secondaires la magnitude des valeurs absolues des dimensions impliquées.

La diversité et la complexité des processus de génération et de transformation des particules en suspension dans l'atmosphère font que l'aérosol se présente sous la forme d'une population polydispersée (ou multidispersée), caractérisée par l'occurrence simultanée de particules de dimensions distinctes (Friedlander, 1977; Twomey, 1977). Il est convenable en conséquence d'exprimer le nombre total de particules contenues dans un volume unitaire d'air comme l'intégration d'une fonction de distribution sur le domaine des dimensions possibles:

$$N = \int_0^{\infty} n(r).dr \quad (1.2)$$

où  $n(r).dr$  fournit le nombre de particules de rayon entre  $r$  et  $r + dr$ .  $N$  est fréquemment exprimé en  $cm^{-3}$  (nombre de particules contenues dans  $1\text{ cm}^3$  d'air),  $r$  en  $\mu m$  et  $n(r)$  en  $cm^{-3}.\mu m^{-1}$ . La fonction de distribution  $n(r)$  représente la répartition (ou spectre) granulométrique de l'aérosol, consistant en une caractéristique locale de la population de particules, puisqu'elle correspond à une unité de

volume d'air. La fonction  $n(r)$  est habituellement appelée "granulométrie de l'aérosol", même si cette dénomination est parfois appliquée dans un sens qualitatif. Les bornes d'intégration employées dans la définition de  $N$  sont indicatifs, étant donné qu'en réalité les particules en suspension présentent des dimensions comprises dans un domaine limité de rayon, entre  $r_{min}$  et  $r_{max}$ . La notation appliquée ci-dessus sera maintenue pour la suite dans ce mémoire, puisque:

$$\int_0^{r_{min}} n(r).dr = \int_{r_{max}}^{\infty} n(r).dr = 0 . \quad (1.3)$$

Le nombre total  $N$  de particules par unité de volume d'air constitue la valeur limite de la fonction cumulative donnée par:

$$N(r) = \int_0^r n(r).dr , \quad r > r_{min} , \quad (1.4)$$

exprimant la quantité des particules de dimension supérieure au rayon minimum  $r_{min}$ . La fonction de distribution  $n(r)$  peut, à l'aide de la règle de Leibnitz pour la différentiation d'intégrales, être présentée sous la forme suivante:

$$n(r) = \frac{dN(r)}{dr} . \quad (1.5)$$

L'appel à la fonction de distribution  $n(\log_{10} r)$ , donnée par:

$$n(\log_{10} r) = \frac{dN(r)}{d \log_{10} r} = \frac{r}{\log_{10} e} \cdot \frac{dN(r)}{dr} = \frac{r}{\log_{10} e} \cdot n(r) , \quad (1.6)$$

permet que la répartition granulométrique soit exprimée dans les mêmes unités que le nombre total de particules par unité de volume d'air  $N$ , c'est-à-dire en  $cm^{-3}$  (Jaenicke, 1988, p.406). Il est évident que cette concentration totale admet deux présentations alternatives:

$$N = \int_0^{\infty} n(r).dr = \int_{r \rightarrow 0}^{r \rightarrow \infty} n(\log_{10} r).d \log_{10} r . \quad (1.7)$$

L'évaluation des propriétés optiques relatives à une population polydispersée requiert la connaissance de la granulométrie normalisée  $n'(r)$  (ou réduite) à la condition d'une particule par unité de volume d'air, définie de la façon suivante:

$$\int_0^{\infty} n'(r).dr = \frac{1}{N} \cdot \int_0^{\infty} n(r).dr = 1 . \quad (1.8)$$

Ainsi, le coefficient linéaire d'extinction associé à une population polydispersée est donné par:

$$\begin{aligned}\beta_{ext}(\lambda) &= \int_0^\infty \pi \cdot r^2 \cdot Q_{ext}(\alpha, m(\lambda)) \cdot n(r) \cdot dr = \\ &= N \cdot \int_0^\infty \pi \cdot r^2 \cdot Q_{ext}(\alpha, m(\lambda)) \cdot n'(r) \cdot dr = N \cdot \beta'_{ext}(\lambda) ,\end{aligned}\tag{1.9}$$

$Q_{ext}$  dénotant le facteur d'efficacité d'extinction. Le paramètre  $\beta'_{ext}$  pourrait être appelé coefficient linéaire réduit d'extinction, car son évaluation fait appel à la granulométrie normalisée  $n'(r)$ . Il constitue en fait en un coefficient linéaire par unité de concentration en nombre ( $\beta'_{ext} = \beta_{ext}/N$ ) et peut être interprété, vu la dimension dans laquelle il s'exprime ( $[L]^{-1}/[L]^{-3} = [L]^2$ ), en termes d'une section efficace moyenne sur l'ensemble des particules prises en compte.

Les sections suivantes analysent deux points de vue par l'intermédiaire desquels ces notions sont appliquées à l'évaluation des propriétés optiques associées aux mélanges de différents types de particules.

### 1.2.2 – Aérosol interprété comme mélange interne

Selon la notion de mélange interne, les propriétés optiques seraient déduites comme si l'aérosol n'était constitué que par un seul type de particule, c'est-à-dire un système homogène formé par des particules associées toutes à une même composition équivalente ou moyenne. L'occurrence d'hétérogénéités au sein de l'ensemble des particules (distinctes natures, granulométrie décomposable en plusieurs fractions) seraient acceptées comme si elles pouvaient être réduites à l'échelle d'une particule isolée — d'où l'expression “mélange interne”.

La notion de mélange interne est, avant tout, généralisante, et ce point de vue se montre particulièrement utile lors de l'interprétation de mesures, quand le nombre réduit de données indépendantes ne permet d'accéder qu'à des valeurs globales sur l'ensemble des particules pour le (ou les) paramètre(s) recherché(s).

Une application de cette notion concerne l'estimation de la granulométrie de l'aérosol, intégrée sur l'ensemble des couches de l'atmosphère et moyennée sur les différents types de particules en jeu, par inversion de la dépendance spectrale de l'épaisseur optique verticale de l'aérosol, obtenue à partir des mesures de transparence atmosphérique faites à l'aide de photomètres solaires (*sunphotometers*). La ligne de raisonnement qui sert de base formelle à l'estimation de la granulométrie

“intégrée-atmosphérique” associée à l’aérosol est exposée ci-dessous. Une telle discussion nous semble convenable car elle permet l’analyse de certains aspects du sujet qui seront traités ultérieurement dans le texte.

L’épaisseur optique associée à l’aérosol correspondant à un certain chemin optique est couramment présenté sous la forme

$$\tau(\lambda; s_1, s_2) = N(s_1, s_2) \cdot \int_0^\infty \pi \cdot r^2 \cdot Q_{ext}(\alpha, \bar{m}(\lambda)) \cdot \bar{n}'(r) \cdot dr , \quad (1.10)$$

c’est-à-dire, en faisant appel (a) à une granulométrie  $\bar{n}'(r)$  et à un indice de réfraction  $\bar{m}(\lambda)$  moyens sur la longueur du chemin optique en question, et (b) à la quantité totale de particules entre les positions initiale et finale du chemin optique, donnée par:

$$N(s_1, s_2) = \int_{s_1}^{s_2} \int_0^\infty n(r, s) \cdot dr \cdot ds . \quad (1.11)$$

La fonction  $\bar{n}'(r)$  ne doit pas être confondue avec la granulométrie normalisée  $n'(r)$  définie auparavant, même si l’intégration sur  $r$  ( $0 \rightarrow \infty$ ) fournit une concentration d’une particule par unité de volume d’air pour toutes les deux distributions. Les ressemblances finissent là. L’équation (1.8) établit une répartition granulométrique normalisée à une seule particule, ou (statistiquement) une fonction de densité de probabilité pour la dimension d’une particule quelconque, isolée, rencontrée au hasard dans la nature. En revanche, la distribution  $\bar{n}'(r)$  exprime une granulométrie équivalente, moyenne entre les positions  $s_1$  et  $s_2$ ; cette équivalence aurait lieu dans le sens où l’emploi conjoint de  $N(s_1, s_2)$ ,  $\bar{n}'(r)$  et  $Q_{ext}(\alpha, \bar{m}(\lambda))$  aboutirait au même impact radiatif —  $\tau(\lambda; s_1, s_2)$  — que la prise en compte des caractéristiques réelles de la population de particules en suspension, c’est-à-dire  $n(r, s)$  et  $m(\lambda, s)$ . De ce point de vue, il serait tout à fait justifié d’adopter la relation suivante comme “définition” pour  $\bar{n}'(r)$ :

$$\begin{aligned} & \int_0^\infty \pi \cdot r^2 \cdot Q_{ext}(\alpha, \bar{m}(\lambda)) \bar{n}'(r) \cdot dr = \\ & = \frac{1}{N(s_1, s_2)} \cdot \int_{s_1}^{s_2} \int_0^\infty \pi \cdot r^2 \cdot Q_{ext}(\alpha, m(\lambda, s)) \cdot n(r, s) \cdot dr \cdot ds , \end{aligned} \quad (1.12)$$

mettant en évidence la dépendance entre  $\bar{n}'(r)$  et le choix fait au préalable pour l’indice de réfraction  $\bar{m}(\lambda)$ . En considérant un chemin optique vertical entre le sommet de l’atmosphère et le niveau du sol

— où se trouve habituellement le photomètre solaire —, l'épaisseur optique correspondante peut être écrite sous la forme

$$\tau(\lambda; z = 0, z \rightarrow \infty) = \tau(\lambda) = N_{total} \cdot \int_0^{\infty} \pi \cdot r^2 \cdot Q_{ext}(\alpha, \overline{m}(\lambda)) \cdot \overline{n}'(r) \cdot dr , \quad (1.13)$$

où  $N_{total}$  dénote le nombre total de particules contenu dans une colonne atmosphérique de section transversale unitaire au niveau du sol. Plusieurs méthodologies d'estimation de la fonction  $\overline{n}'(r)$  ont été proposées depuis la fin des années 1960 à partir de l'application de cette expression à un ensemble de  $K$  longueurs d'onde  $\lambda_k$  différentes,  $k = 1, 2, \dots, K$ :

$$\tau(\lambda_k) = N_{total} \cdot \int_0^{\infty} \pi \cdot r^2 \cdot Q_{ext}(\alpha_k, \overline{m}(\lambda_k)) \cdot \overline{n}'(r) \cdot dr , \quad (1.14)$$

$\alpha_k = 2 \cdot \pi \cdot r / \lambda_k$ . L'objectif de ces méthodologies est:

- soit d'évaluer les paramètres inconnus d'une description analytique jugée acceptable pour la granulométrie  $\overline{n}'(r)$ , telle que la distribution de Junge ou la distribution Gamma modifiée,
- soit d'obtenir des valeurs moyennes de  $\overline{n}'(r)$  sur un nombre  $K$  de classes  $\Delta r$  dans le spectre de rayon des particules, résolvant un système linéaire obtenu à partir de la discrétisation du membre de droite de l'équation (1.14).

Les méthodes de Box (Box & Lo, 1976) et de King (King *et al.*, 1978; King, 1982) constituent des exemples respectifs de l'application de ces deux différentes démarches, et l'accord entre leurs résultats peut être vérifié à partir du dépouillement d'un même jeu de données photométriques (p.ex.: Fouquart *et al.*, 1987a). Néanmoins, les résultats obtenus à l'aide de ces méthodes:

- dépendent du choix de l'indice de réfraction, basé sur la nature probable des particules concernées, compte tenu de l'environnement où les mesures photométriques ont été réalisées (région semi-désertique, au bord de la mer, etc) ainsi que de certains paramètres météorologiques tels que la direction du vent; et
- correspondent à un spectre limité ( $r_{min}, r_{max}$ ) en rayon de particules, défini par les longueurs d'onde  $\lambda_k$  utilisées pour les mesures photométriques.

D'autres réflexions sur ce sujet peuvent être rencontrées dans la littérature, et en particulier dans les articles signés par Quenzel (1970) et Deirmendjian (1980).

Cette démarche n'est pas la seule à permettre l'accès aux dimensions des particules en suspension. La répartition granulométrique de l'aérosol peut être évaluée à l'aide de plusieurs méthodes, habituellement classées comme directes ou indirectes. Les premières nécessitent l'extraction des particules de leur milieu naturel, l'atmosphère: l'aérosol est collecté à l'aide de systèmes de pompage contrôlé d'air et les échantillons obtenus sont ensuite soumis à des procédés de comptage et d'estimation de taille. Il s'agit d'une branche d'investigation dont les aspects technologiques sont en développement continu, d'où la difficulté de comparer des résultats d'origines diverses (Jaenicke, 1988, p.450). Une description des principales méthodologies disponibles ainsi qu'une discussion sur leurs avantages ont été présentés par Friedlander (1977, chap.6). La granulométrie de l'aérosol désertique a été maintes fois analysée à l'aide de méthodes directes, notamment à partir de prélèvements faits au niveau du sol ou à quelques mètres de hauteur (p.ex.: d'Almeida & Schütz, 1983). Les méthodes indirectes d'évaluation de la granulométrie de l'aérosol sont basées sur l'observation des effets dûs aux particules en suspension, sans les extraire de leur milieu (p.ex., leur impact sur la transparence de l'atmosphère); la granulométrie des particules peut être analysée sans que celles-ci subissent des processus artificiels capables d'altérer leurs caractéristiques originales, comme le contact avec des chambres et des filtres (risque de réaction chimique) ou le dessèchement préalable à une observation au microscope. Cette démarche présente un avantage majeur: la possibilité d'accès aux propriétés radiatives réelles de l'aérosol, dans des conditions naturelles d'humidité et de température. L'application de cette démarche implique aussi en un désavantage important, celui qui provient de l'impossibilité absolue de séparer les différents types de particules: l'aérosol est alors vu implicitement comme un mélange interne. Les deux démarches (méthodes directes et indirectes) d'estimation de la granulométrie des particules en suspension ont été comparées à diverses reprises (p.ex.: Fouquart *et al.*, 1987a), malgré la nature distincte des informations acquises, répartitions granulométriques locales (par unité de volume d'air) ou intégrées sur l'ensemble des couches de l'atmosphère.

Enfin, l'application de la notion de mélange interne rend envisageables d'autres études sur l'aérosol, comme:

- l'estimation de la granulométrie associée à la totalité de particules en suspension dans l'atmosphère à partir de l'interprétation de diagrammes de luminance diffuse mesurés autour du disque apparent solaire à l'aide d'auréolemètres (Shaw, 1979; Devaux *et al.*, 1989),  
et
- l'estimation de la partie imaginaire de l'indice de réfraction de l'aérosol à partir de l'observation des paramètres associés à l'état de polarisation de la luminance diffuse du ciel, faisable sur le plan théorique (Eiden, 1971) mais de réalisation difficile sur le plan expérimental

(Deuzé *et al.*, 1988, 1993).

L'interprétation d'un jeu de mesures à l'aide de cette notion devient, en fin de compte, une recherche de valeurs équivalentes pour les paramètres pertinents à l'ensemble des particules en suspension, c'est-à-dire des valeurs capables de restituer, par l'intermédiaire des codes de transfert radiatif, les mesures effectuées sur le terrain.

### 1.2.3 – Aérosol interprété comme mélange externe

En suivant la notion de mélange externe, l'individualité de chaque type de particule est respectée: l'ensemble des particules en suspension est vu comme un système hétérogène constitué de diverses fractions (ou composantes), uniformément mélangées, chacune d'entre elles est associée à une granulométrie et à des indices de réfraction particuliers, et les paramètres optiques de l'ensemble sont obtenus à partir des valeurs respectives de chaque composante, pondérées par leur importance relative dans le volume total de la population des particules.

L'application de ce raisonnement à un mélange formé de  $J$  composantes est décrite relativement en détail ci-dessous. La quantité

$$N(s) = \sum_{j=1}^J N_j(s) = \sum_{j=1}^J \int_0^{\infty} n_j(r, s).dr \quad (1.15)$$

représente le nombre total de particules par unité de volume d'air. La concentration en nombre des particules du  $j$ -ième type,  $N_j$ , peut être écrite autrement, après quelques manipulations algébriques:

$$\begin{aligned} N_j(s) &= N_j(s) \cdot \frac{\int_0^{\infty} (4/3) \cdot \pi \cdot r^3 \cdot n_j(r, s).dr}{\int_0^{\infty} (4/3) \cdot \pi \cdot r^3 \cdot n_j(r, s).dr} = \\ &= \frac{\int_0^{\infty} (4/3) \cdot \pi \cdot r^3 \cdot n_j(r, s).dr}{\int_0^{\infty} (4/3) \cdot \pi \cdot r^3 \cdot (n_j(r, s)/N_j(s)).dr} = \\ &= \frac{\int_0^{\infty} (4/3) \cdot \pi \cdot r^3 \cdot n_j(r, s).dr}{\int_0^{\infty} (4/3) \cdot \pi \cdot r^3 \cdot n'_j(r, s).dr} = \frac{V_j(s)}{V'_j(s)} ; \end{aligned} \quad (1.16)$$

le numérateur et le dénominateur du quotient final indiquent respectivement respectivement, le volume total de la matière du  $j$ -ième type et le volume d'une particule "moyenne" de ce même type, tous les deux par unité de volume d'air. Le volume  $V'_j(s)$  de cette particule moyenne est défini par le rapport:

$$V'_j(s) = \frac{V_j(s)}{N_j(s)} = \frac{\int_0^\infty (4/3).\pi.r^3.n_j(r).dr}{\int_0^\infty n_j(r).dr} , \quad (1.17)$$

et le rayon d'une sphère avec le même volume que cette particule moyenne serait donné par:

$$r'_j = \frac{V'_j(s)}{(4/3).\pi} . \quad (1.18)$$

La valeur  $r'_j$  ne doit pas être confondue avec le "rayon effectif" de l'aérosol, associé aux propriétés optiques équivalentes de l'ensemble des particules en suspension et évalué sous la forme d'une moyenne de  $r$  pondérée par  $r^2.n(r)$  (Hansen & Travis, 1974). Le rapport de mélange en volume pour cette composante est défini comme:

$$C_j(s) = \frac{V_j(s)}{V(s)} = \frac{V_j(s)}{\sum_{j=1}^J V_j(s)} , \quad (1.19)$$

permettant d'exprimer la concentration en nombre  $N_j(s)$  sous la forme

$$N_j(s) = \frac{C_j(s).V(s)}{V'_j(s)} , \quad (1.20)$$

où  $V(s)$  dénote le volume total de l'aérosol.

Ces dernières expressions constituent les relations fondamentales employées dans l'établissement des modèles (ou des types) d'aérosol à plusieurs composantes (Lenoble & Brogniez, 1984; WCP-112, 1986, pp.9-10). En suivant cette démarche, le coefficient linéaire d'extinction correspondant au mélange des particules en suspension, donné par

$$\begin{aligned} \beta_{ext}(\lambda, s) &= \sum_{j=1}^J \beta_{ext_j}(\lambda, s) = \\ &= \sum_{j=1}^J \int_0^\infty \pi.r^2.Q_{ext}(\alpha, m_j(\lambda, s)).n_j(r, s).dr = \end{aligned} \quad (1.21)$$

$$\begin{aligned}
&= \sum_{j=1}^J N_j(s) \cdot \int_0^{\infty} \pi \cdot r^2 \cdot Q_{ext}(\alpha, m_j(\lambda, s)) \cdot n'_j(r, s) \cdot dr = \\
&= \sum_{j=1}^J N_j(s) \cdot \beta'_{ext_j}(\lambda, s) ,
\end{aligned}$$

peut être exprimé en fonction des rapports de mélange, des volumes individuels (pour une particule) et du volume total:

$$\beta_{ext}(\lambda, s) = \sum_{j=1}^J N_j(s) \cdot \beta'_{ext_j}(\lambda, s) = \sum_{j=1}^J \frac{C_j(s) \cdot V(s)}{V'_j(s)} \cdot \beta'_{ext_j}(\lambda, s) , \quad (1.22)$$

où  $\beta'_{ext_j}$  représente le coefficient linéaire d'extinction associé à la  $j$ -ième fraction, obtenu à partir de la granulométrie  $n'_j(r)$ . L'équation (1.22) exprime la valeur totale — pour toutes les particules (dimension) de tous types (nature) — du coefficient linéaire d'extinction de l'aérosol, et le rapport entre cette valeur et le nombre total de particules par unité de volume d'air fournit la section efficace d'extinction moyenne, ou la valeur pour une seule particule "typique":

$$\bar{\sigma}_{ext}(s, \lambda) = \frac{\beta_{ext}(s, \lambda)}{N(s)} = \frac{\sum_{j=1}^J N_j(s) \cdot \beta'_{ext_j}(s, \lambda)}{\sum_{j=1}^J N_j(s)} . \quad (1.23)$$

Cette même ligne de raisonnement peut être directement appliquée à l'obtention de coefficients de diffusion et d'absorption, où les valeurs correspondantes à la totalité des particules sont exprimées en termes d'une combinaison linéaire des valeurs respectives à chaque composante:

$$\beta_{dif}(\lambda, s) = \sum_{j=1}^J \frac{C_j(s) \cdot V(s)}{V'_j(s)} \cdot \beta'_{dif_j}(\lambda, s) \quad (1.24)$$

$$\beta_{abs}(\lambda, s) = \sum_{j=1}^J \frac{C_j(s) \cdot V(s)}{V'_j(s)} \cdot \beta'_{abs_j}(\lambda, s) . \quad (1.25)$$

En revanche, l'albedo simple et la fonction de diffusion correspondant au mélange des  $J$  composantes sont obtenus comme des moyennes pondérées des valeurs relatives aux différentes composantes:

$$\varpi(\lambda, s) = \frac{\beta_{dif}(\lambda, s)}{\beta_{ext}(\lambda, s)} = \frac{\sum_{j=1}^J N_j(s) \cdot \beta'_{ext_j}(\lambda, s) \cdot \varpi_j(\lambda, s)}{\sum_{j=1}^J N_j(s) \cdot \beta'_{ext_j}(\lambda, s)} \quad (1.26)$$

$$P(\lambda, s; \vec{\Omega}', \vec{\Omega}'') = \frac{\sum_{j=1}^J N_j(s) \cdot \beta'_{dif_j}(\lambda, s) \cdot P_j(\lambda, s; \vec{\Omega}', \vec{\Omega}'')}{\sum_{j=1}^J N_j(s) \cdot \beta'_{dif_j}(\lambda, s)}, \quad (1.27)$$

établies de façon à respecter les identités suivantes:

$$\beta_{ext}(\lambda, s) \cdot \varpi(\lambda, s) = \sum_{j=1}^J N_j(s) \cdot \beta'_{ext_j}(\lambda, s) \cdot \varpi_j(\lambda, s) \quad (1.28)$$

$$\beta_{ext}(\lambda, s) \cdot \varpi(\lambda, s) \cdot P(\lambda, s; \vec{\Omega}', \vec{\Omega}'') = \sum_{j=1}^J N_j(s) \cdot \beta'_{ext_j}(\lambda, s) \cdot \varpi_j(\lambda, s) \cdot P_j(\lambda, s; \vec{\Omega}', \vec{\Omega}'') . \quad (1.29)$$

L'application de l'expression pour la fonction de diffusion "totale" (équation 1006) à la définition du facteur d'asymétrie — valeur moyenne du cosinus de l'angle de diffusion, pondérée par la fonction de diffusion — fournit, après quelques manipulations algébriques, la valeur de ce facteur relative à la totalité des particules en suspension:

$$g(\lambda, s) = \frac{\sum_{j=1}^J N_j(s) \cdot \beta'_{dif_j}(\lambda, s) \cdot g_j(\lambda, s)}{\sum_{j=1}^J N_j(s) \cdot \beta'_{dif_j}(\lambda, s)}. \quad (1.30)$$

La dépendance entre ces diverses grandeurs et la position  $s$  au long du chemin optique a été retenue lors du raisonnement développé ci-dessus; elle ne doit pas être négligée puisque, dans des conditions atmosphériques réelles, la nature et la granulométrie des composantes de l'aérosol montrent une dépendance spatiale, verticale et horizontale. Ces dépendances seraient liées, parmi d'autres aspects du sujet, (a) à l'emplacement géographique des sources des différentes composantes de l'aérosol, (b) à l'occurrence des processus de transformation (comme la coagulation et les réactions chimiques), et (c) à l'occurrence de transport et de dépôt de particules (Mészáros, 1981, pp.103-128). La multitude de situations possibles rend particulière toute analyse basée sur des choix arbitraires pour les paramètres impliqués, car ces mêmes paramètres sont soumis à une certaine variabilité naturelle. La prise en compte de tel aspect du sujet peut être envisagée selon deux axes de recherche, complémentaires: (a) étudier des cas expérimentaux relativement bien documentés, peu nombreux et en conséquence associés à des situations particulières (vues les contraintes auxquelles toute expérience sur le terrain est soumise), ou (b) étudier des conditions extrêmes, essayant de définir une fourchette capable, en principe, de fournir l'ordre de grandeur des effets de la variabilité naturelle observée. Cette dernière approche est appliquée au long des deuxième et troisième chapitres de ce mémoire.

La notion de mélange externe est habituellement appliquée dans le calcul direct des propriétés radiatives de l'aérosol, comme dans l'établissement de modèles tels que ceux proposés par Longtin

*et al.* (1988a, 1988b) présentés dans le sous-chapitre 1.3. L'application de cette notion à l'analyse des mesures (c'est-à-dire dans un problème indirect ou inverse) réalisées dans la présence simultanée de deux types de particules en suspension requerrait (a) une discrimination claire entre ces deux composantes, et (b) la connaissance préalable des propriétés d'une d'entre elles. La séparation entre deux types de particules ne pourrait être opérée qu'en termes de coefficients linéaires  $\beta$  ou d'épaisseurs optiques, car les autres paramètres optiques se présentent sous la forme de moyennes pondérées sur les valeurs respectives des composantes de l'aérosol.

Une application envisageable de la notion de mélange externe consisterait à séparer les fractions troposphérique et stratosphérique de l'épaisseur optique totale de l'aérosol déduite de l'interprétation des données photométriques faites au niveau sol. Une telle séparation se traduirait par la soustraction de la composante stratosphérique — estimée à partir des mesures indépendantes, comme celles obtenues à l'aide de l'expérience spatiale SAGE-II (Lenoble, 1993, pp.454-458) — de la valeur totale déduite à partir des données photométriques. La dissociation entre ces deux sous-ensembles "aérosol" permettrait une analyse plus correcte des mesures faites au niveau du sol en termes des caractéristiques de l'aérosol troposphérique, notamment dans les cas de faibles valeurs d'épaisseur optique. Cette démarche nous semble envisageable étant donné la significative différence entre les valeurs typiques associées à la stratosphère et à la troposphère pour le temps de résidence d'une particule en suspension (Mészáros, 1981, p.136: de l'ordre de quelques mois pour les premières et de quelques jours pour les dernières).

### 1.3 – Modèles de l'Aérosol Désertique Choisis

Les notions revues au cours du sous-chapitre précédent sont applicables à n'importe quelle population de particules en suspension dans une atmosphère planétaire. Les éventuelles restrictions au raisonnement exposé correspondraient, p.ex., aux effets dûs à la forme non sphérique des particules. Le présent sous-chapitre est consacré à l'analyse d'un certain nombre de descriptions proposées dans la littérature concernant l'aérosol désertique. Chaque description est associée à un choix particulier effectué à propos de la répartition granulométrique et de l'indice de réfraction des particules, donnant suite à des valeurs particulières pour les paramètres optiques pertinents. Chacune de ces descriptions constitue un modèle d'aérosol.

Les sections ci-dessous présentent quatre modèles d'aérosol désertique, employés ultérieurement

dans ce mémoire. L'inclusion des deux premiers (ECLATS et Carlson & Benjamin) s'est montré convenable car ils ont été pris en compte lors des investigations précédentes publiées par Legrand *et al.* (1985, 1988, 1992). L'élaboration de ces deux modèles a fait appel à la notion de mélange interne, (a) soit en retenant des évaluations expérimentales de certains paramètres optiques associés à la totalité des particules en suspension (ECLATS), (b) soit en calculant ces mêmes paramètres à partir d'une répartition granulométrique issue de l'analyse directe d'échantillons prélevés à 2 km de hauteur et d'une distribution spectrale jugée représentative pour les parties réelle et imaginaire de l'indice de réfraction de l'ensemble des particules (Carlson & Benjamin). La section suivante décrit deux des modèles d'aérosol de Longtin *et al.* (1988a, 1988b), dont la proposition a fait appel à la notion de mélange externe, en admettant la coexistence de trois types de particules en suspension, associé chacun à des valeurs particulières pour les paramètres optiques. L'intérêt de l'inclusion de ces derniers modèles dans nos investigations peut être doublement justifié: d'une part, leur conception est capable de tenir compte de la nature hétérogène de la population des particules en suspension; d'autre part, ces deux modèles correspondent à des paramètres optiques qui pourraient être associés, en première approche, comme les valeurs extrêmes encadrant la multitude des conditions réelles. La dernière section compare les modèles ECLATS et Carlson & Benjamin à ces deux derniers.

Cette analyse des propriétés radiatives des poussières désertiques ne prétend être ni exhaustive ni définitive. Le lecteur avisé notera l'absence de toute remarque concernant, entre autre, les différents modèles d'aérosol proposés par Shettle (1984) et d'Almeida (1987). Ces modèles ont acquis une certaine notoriété au cours de ces dernières années, vu leur emploi dans le cadre de la télédétection des poussières désertiques depuis l'espace (p.ex.: Jankowiak & Tanré, 1992) ainsi que dans l'analyse de la répartition géographique de ces particules (p.ex.: d'Almeida *et al.*, 1991). Longtin *et al.* (1988b, pp.59-67) ont présenté une comparaison relativement détaillée entre ces différents modèles (deux chez Shettle, trois chez d'Almeida) et les leurs. Le désaccord parfois important entre les modèles "analogues" (les trois *background*, les trois *dust storm*) peut être expliqué à partir d'une combinaison de facteurs: choix de l'indice de réfraction, hypothèses reliant la granulométrie et la condition atmosphérique (soulèvement ou non au niveau du sol), mélange interne ou mélange externe. Une comparaison similaire à propos d'autres modèles d'aérosol désertique disponibles dans la littérature (Ackerman & Cox, 1988) a montrée l'importance des mêmes sources de disparité.

### 1.3.1 – Modèle ECLATS

Cette description de l'aérosol désertique tient compte d'un certain nombre de résultats issus de l'analyse des mesures radiatives et non-radiatives effectuées en Novembre / Décembre 1980 dans la région de Niamey (13.5° N, 2.2° E, 230 m d'altitude; République du Niger) au cours de la réalisation de l'expérience ECLATS (acronyme d'“Etude de la Couche Limite Atmosphérique Tropicale Sèche”). Les objectifs de cette expérience et les moyens mis en oeuvre ont été présentés par Druilhet & Tinga (1982). Les résultats plus significatifs obtenus à propos des propriétés radiatives de l'aérosol en question ont constitué l'objet de toute une série de publications: Smith (1981), Cerf *et al.* (1982), Chaoui Roquai (1984), Fouquart *et al.* (1984, 1987a, 1987b). Certaines des propriétés optiques se sont montrées pratiquement constantes tout au long du déroulement de l'expérience, comme la valeur moyenne sur le spectre solaire de l'albedo simple (entre 0.94 et 0.96) et le quotient  $\tau^{8-14\mu\text{m}}/\tau^{0.55\mu\text{m}}$  (entre 0.08 et 0.13),  $\tau$  dénotant l'épaisseur optique verticale de l'aérosol. L'obtention de ce type de résultat indiquerait l'occurrence de particules d'une même composition physico-chimique — ou plutôt d'une population dont fractions respecteraient toujours les mêmes rapports de mélange.

Le “modèle ECLATS” considéré par Legrand *et al.* (1992) est un sous-produit des résultats de l'expérience en question, constituant une description pour l'aérosol désertique qui soit adaptée aux deux codes radiatifs raccordés au modèle météorologique employé par ces auteurs. L'élaboration de cette description a privilégié un certain sous-ensemble de conditions observées lors de la réalisation de l'expérience: celui rassemblant les journées classées turbides, correspondant à des valeurs supérieures à 0.8 pour l'épaisseur optique de l'aérosol à 0.52  $\mu\text{m}$ ). Les granulométries déduites des mesures photométriques lors des journées turbides ont été comparées à celles correspondant aux journées relativement claires (valeurs inférieures à 0.4 pour la même épaisseur optique) dans les figures 6 de Cerf *et al.* (1982), 5 de Fouquart *et al.* (1984) et III-3 de Chaoui Roquai (1984) <sup>(3)</sup>. Ces comparaisons mettent en évidence que les granulométries obtenues lors des journées turbides ont été associées à des valeurs 10 fois plus grandes pour des rayons de particule autour de 1  $\mu\text{m}$ , par rapport aux résultats déduits lors des journées claires. La figure 1.4 illustre une granulométrie typique parmi celles issues de l'analyse des données photométriques acquises au long d'une journée classée turbide, obtenue selon la démarche décrite par Chaoui Roquai 1984, pp.46-54).

L'obtention des paramètres optiques correspondants au modèle ECLATS de Legrand *et al.* (1992) a été guidée par les contraintes de résolution spectrale des codes radiatifs employés (voir paragraphe 2.1.2), c'est-à-dire un seul intervalle dans le domaine des courtes longueurs d'onde (0.250 – 4.0  $\mu\text{m}$ ) et 25 dans le domaine des grandes longueurs d'onde (4.0 – 250.0  $\mu\text{m}$ ).

- Les valeurs de l'albedo simple et du facteur d'asymétrie associées à l'intervalle  $0.250 - 4.0 \mu\text{m}$  ont été prises directement des résultats de Fouquart *et al.* (1987b), 0.952 et 0.655 respectivement (valeurs typiques déduites lors des journées classées turbides).
- La section efficace d'extinction associée à ce même intervalle a été évaluée à partir de deux hypothèses, concernant (a) l'extension de la couche d'aérosol (entre le sol et la hauteur de  $1.2 \text{ km}$ ) et (b) le nombre des particules contenues dans cette couche, correspondant à une valeur unitaire pour l'épaisseur optique de l'aérosol à  $0.55 \mu\text{m}$  (environ  $2.58 \times 10^8 \text{ cm}^{-2}$ ). La manipulation de ces grandeurs fournit une concentration de  $2147.8$  particules par  $\text{cm}^3$  d'air et une section efficace de  $0.388 \mu\text{m}^2$ . Cette dernière valeur est retenue même sous d'autres conditions atmosphériques, correspondant à des concentrations distinctes en nombre de particules et à d'autres épaisseurs optiques.
- Dans le cas du domaine des grandes longueurs d'onde, la réalisation d'un certain nombre de tests a permis de valider l'hypothèse selon laquelle l'aérosol rencontré lors des journées turbides de l'expérience ECLATS pourrait être accepté comme non-diffusant et associé à un coefficient d'absorption virtuellement constant sur ce domaine spectral (voir l'article de Fouquart *et al.* (1987b, paragraphe 5.a), ou celui de Cautenet *et al.* (1992, paragraphe 2.b)). Legrand *et al.* (1992) ont utilisé, en conséquence, des valeurs nulles pour l'albedo simple et le facteur d'asymétrie au long de ce domaine, et la valeur typique du rapport entre les épaisseurs optiques  $\tau_{aer}^{8-14\mu\text{m}} / \tau_{aer}^{0.55\mu\text{m}}$  (0.12) comme indicateur de la section efficace d'extinction entre  $4.0$  et  $250.0 \mu\text{m}$ .

Cette description d'aérosol désertique est comparée plus à la fin de ce sous-chapitre à d'autres, correspondant à une résolution spectrale plus fine et établies en suivant des voies distinctes de la prise en compte des valeurs expérimentales des paramètres optiques d'intérêt.

---

<sup>3</sup>Cette figure a été représentée dans un article postérieur, comme la figure 3 de Fouquart *et al.* (1987a), mais avec une faute d'impression: les répartitions granulométriques affichées doivent être lues en réalité en termes de  $dN(\tau)/d\tau$  ( $\text{cm}^{-2} \cdot \mu\text{m}^{-1}$ ) et non en termes de  $dN(\tau)/d\log_{10} \tau$  ( $\text{cm}^{-2}$ ). Nous prenons la liberté de signaler une deuxième erreur d'impression, dans l'article compagnon (Fouquart *et al.*, 1987b): dans la moitié supérieure de leur figure 3 (partie réelle de l'indice de réfraction des particules de sable analysées par le Professeur F.E. Volz), il faudrait lire, p.ex., 0.8 et 2 au lieu de 0.7 et 1.3 pour les valeurs respectives de  $m_R$  à  $\lambda = 9$  et à  $10 \mu\text{m}$ . Les résultats obtenus par Volz à ce propos ont été reproduits par ailleurs dans les figures 9 de Cerf *et al.* (1982) et 13 de Fouquart *et al.* (1984).

### 1.3.2 – Modèle Carlson & Benjamin

Ce modèle constitue un exemple d'application de la notion de mélange interne à l'évaluation de l'interaction entre les particules en suspension et le rayonnement, comme si ces particules étaient identiques. Les paramètres optiques pertinents ont été obtenus à partir de certains choix faits au préalable à propos des distributions spectrales des parties réelle et imaginaire de l'indice de réfraction des particules en suspension, ainsi que de leur répartition granulométrique.

Le choix des distributions spectrales de l'indice de réfraction adopté par Carlson & Benjamin a été justifié par l'analyse d'une compilation exhaustive d'informations disponibles dans la littérature. Les principaux résultats concernant la partie imaginaire de l'indice de réfraction des particules originaires du sol (sable inclu) ont été résumés dans la figure 3 de ces auteurs — d'ailleurs, une figure assez souvent reproduite (Longtin *et al.*, 1988b, p.17; Legrand, 1990, p.I-35; Jankowiak, 1992, p.15). Virtuellement les mêmes distributions spectrales (dûes à Patterson *et al.* dans le visible solaire et à Volz dans l'infra-rouge) ont été employées par d'Almeida (1987) dans l'élaboration de ses trois modèles d'aérosol désertique.

La répartition granulométrique des particules en suspension prise en compte par Carlson & Benjamin n'est que la distribution C de Carlson & Caverly (1977), déduite des mesures directes faites à l'aide d'instrumentation aéroportée (un spectromètre Royco) à 2 km de hauteur dans la région des îles du Cap-Vert (16.75° N, 22.95° W) dans le cadre de l'expérience GATE en 1974. La distribution C a été choisie par Carlson & Benjamin à la suite de toute une série d'analyses préalables (Carlson & Caverly, 1977) à propos de l'accord entre les dépendances spectrales des valeurs mesurées et évaluées de certains paramètres optiques associés à l'aérosol, tels que le coefficient linéaire d'extinction. La figure 1.4 présente cette granulométrie à partir des informations disponibles dans le tableau 2 de Carlson & Benjamin.

Ces auteurs ont obtenu les paramètres optiques associés à l'aérosol sur un ensemble de 16 intervalles spectraux, 4 dans le domaine 0.32 – 4.0 μm et 12 autres dans le domaine des grandes longueurs d'onde. Ce choix a été guidé par leur objectif ultime: l'évaluation de l'impact radiatif de l'aérosol désertique, respectant un compromis entre (a) les détails de la distribution spectrale de l'indice de réfraction et (b) l'utilisation de codes radiatifs rapides (méthodes *two-flux*) tant que le nombre d'intervalles spectraux ne soit pas très grand. Les résultats affichés dans le tableau 3 de Carlson & Benjamin ont été adaptés par Legrand *et al.* tout en suivant les contraintes des codes radiatifs raccordés au modèle météorologique employé ici, et la figure 1.3 présente les dépendances spectrales obtenues.

### 1.3.3 – Modèles de Longtin *et al.*

Ces modèles constituent des applications du raisonnement selon lequel l'aérosol consiste en un mélange externe de différents types de particules. Trois composantes partagent le volume total: (1) des carbonates, d'origine biologique, (2) des espèces solubles dans l'eau, et (3) des sables, constitués de cristaux de quartz partiellement contaminés par la présence d'oxyde de fer. L'importance relative (et absolue) de ces composantes varie d'un modèle à l'autre, selon une série d'hypothèses reliant leur concentration à la vitesse horizontale du vent.

Plusieurs résultats expérimentaux mettent en évidence une certaine corrélation entre la concentration en masse d'aérosol désertique dans les basses couches de l'atmosphère et la vitesse horizontale du vent à quelques mètres du sol (Jaenicke, 1988, p.403). Cette approche pourrait malgré tout être jugée simpliste, étant donné la complexité des couplages reliant les principaux facteurs limitants du soulèvement des particules depuis le sol (p.ex.: Segal, 1990). Cependant, ce raisonnement constitue une première démarche pour prendre en compte l'effet de la structure turbulente de l'atmosphère sur la présence des poussières en suspension. En appliquant cette démarche, la masse d'aérosol par unité de volume d'air ( $M$ , en  $\mu g.m^{-3}$ ) peut être exprimée en fonction de la vitesse horizontale du vent à 10 m de hauteur ( $U$ , en  $m.s^{-1}$ ) à l'aide de la paramétrisation:

$$M(U) = 52.77 \times \exp(0.30 \times U) , \quad (1.31)$$

proposée par Jaenicke (1988, p.403) à partir des résultats disponibles au milieu des années 1980 et correspondants à des environnements arides ou quasi-arides.

Dans la proposition de leurs modèles d'aérosol désertique à trois composantes, Longtin *et al.* (1988a, 1988b) ont adopté cette paramétrisation pour la concentration totale, en considérant en outre que les conditions météorologiques n'auraient pas d'influence sur la concentration des carbonates et des particules solubles dans l'eau. Partant de cette dernière hypothèse, l'expression (1.31) devient:

$$M(U) = 52.77 \times \exp(0.30 \times U) = M_1 + M_2 + M_3(U) , \quad (1.32)$$

où  $M_1$  et  $M_2$  dénotent les valeurs constantes pour les concentrations correspondant aux deux premières composantes de l'aérosol, tandis que  $M_3(U)$  représente la masse des particules de sable par unité de volume d'air, fonction de la vitesse du vent.

L'expression (1.31) proposée par Jaenicke ne serait valable que pour des valeurs de vitesse horizontale du vent entre 0.5 et 18  $m.s^{-1}$  à 10 m de hauteur. Cependant, Longtin *et al.* l'ont utilisé pour estimer la concentration en masse d'aérosol associée à une vitesse horizontale de 30  $m.s^{-1}$ , c'est-à-dire au-delà des limites de validité de l'expression mentionnée. Le résultat obtenu (au-delà de 400  $mg.m^{-3}$ , ou plus que 36 fois la valeur pour  $U = 18 m.s^{-1}$ ) dépasse largement les plus hautes concentrations d'aérosol désertique repertoriées dans la littérature — d'Almeida (1986): 176  $mg.m^{-3}$  — et doit être interprété comme une limite supérieure pour les conditions possibles correspondant à une tempête de poussière. Puisque les paramètres optiques associés aux modèles d'aérosol de ces auteurs sont obtenus sous la forme de moyennes pondérées par la concentration relative en masse ( $M_j/M$ ) de chaque composante (carbonates, solubles dans l'eau, sables), maximiser la concentration totale revient à accroître la part relative à la composante sable, éventuellement au-delà des conditions plus réalistes, moins chargées.

L'obtention des paramètres optiques associés à un mélange externe de  $J$  types de particules requiert: (a) la connaissance du volume total  $V$  occupé par l'ensemble des particules en suspension, des rapports de mélange en volume  $C_j$ , et des volumes individuels  $V_j'$ , ainsi que (b) la connaissance des paramètres optiques de chaque composante, en considérant la présence d'une particule par unité de volume d'air:  $\beta'_{ext_j}(s, \lambda)$ ,  $\beta'_{abs_j}(s, \lambda)$ ,  $g_j(s, \lambda)$ .

Le procédé de calcul des quantités  $V$  et  $C_j$  pour les modèles d'aérosol désertique en question est présenté dans l'Appendice A du rapport préparé par Longtin *et al.* (1988b). La diffusion relativement limitée de ce document — à obtenir auprès des auteurs — justifie qu'une description du procédé soit résumée ici. L'expression (1.32) peut être réécrite en termes de volumes  $V_j$  et des masses volumiques  $\rho_j$ , puis en termes du volume total  $V$  et des rapports de mélange  $C_j$  par composante:

$$M(U) = \rho_1.V_1 + \rho_2.V_2 + \rho_3.V_3(U) = [\rho_1.C_1(U) + \rho_2.C_2(U) + \rho_3.C_3(U)] \times V(U) . \quad (1.33)$$

Cette formulation met en évidence la dépendance entre la contribution relative (traduite par les rapports de mélange) et la vitesse du vent, y compris pour les deux premières composantes (carbonates et espèces solubles dans l'eau) dont la contribution absolue donnée par  $M_j = \rho_j.V_j = \rho_j.C_j(U).V(U)$  reste constante. Longtin *et al.* ont employé les valeurs respectives 2.000, 1.769 et 2.650  $g.cm^{-3}$  pour les masses volumiques  $\rho_j$ . Les rapports de mélange sont définis par la condition de concentration minimale, correspondant à  $U = 0$ :  $C_1(0) = 0.1 \%$ ,  $C_2(0) = 29.9 \%$  et  $C_3(0) = 70.0 \%$ . L'emploi de la paramétrisation (1.31) en l'absence de vent fournit la masse minimale d'aérosol par unité de volume d'air,  $M(0)$ . La valeur  $V(0)$  correspondante est obtenue à l'aide de l'expression (1.33). La connaissance

de ces grandeurs permet l'évaluation des volumes occupés par chaque composante:  $V_1 = C_1(0).V(0)$ ,  $V_2 = C_2(0).V(0)$  et  $V_3(0) = C_3(0).V(0)$ . En considérant d'autres valeurs de vitesse de vent à 10 m, le volume  $V_3(U)$  est obtenu par:

$$V_3(U) = [M(U) - \rho_1.V_1 - \rho_2.V_2] / \rho_3 , \quad (1.34)$$

et le volume total de l'ensemble des particules en suspension ainsi que les rapports de mélange en volume sont déterminés par l'application de leurs définitions:

$$V(U) = V_1 + V_2 + V_3(U) \quad (1.35)$$

$$C_1(U) = V_1/V(U) , C_2(U) = V_2/V(U) , C_3(U) = V_3(U)/V(U) . \quad (1.36)$$

Le tableau ci-dessous présente les valeurs de ces différentes grandeurs correspondantes aux valeurs extrêmes considérées pour la vitesse horizontale du vent.

	$M_j$ ( $\mu g.m^{-3}$ )	$V_j$ ( $\mu m^3$ )	$C_j$ (%)
$U = 0$			
carbonates	0.044	0.022	0.1
solubles dans l'eau	11.69	6.61	29.9
sables	41.07	15.5	70.0
mélange	52.77	22.12	
$U = 30 m.s^{-1}$			
carbonates	0.044	0.022	$1.37 \times 10^{-5}$
solubles dans l'eau	11.69	6.61	$4.09 \times 10^{-3}$
sables	427587.8	161353.9	> 99.995
mélange	427599.5	161360.5	

Tableau 1.1: valeurs des grandeurs  $M_j$ ,  $V_j$  et  $C_j$  associées aux trois composantes des modèles d'aérosol désertique en question, sous deux conditions extrêmes pour la vitesse horizontale du vent à 10m. Ces valeurs ont été extraites du tableau 6 de Longtin *et al.* (1988b, p.27),  $M_j$  et  $V_j$  correspondant à un volume d'air de  $1 cm^3$ .

La paramétrisation (1.31) reliant concentration et vitesse du vent permet l'évaluation de  $M_j$  (ou de  $V_j$ ) en l'absence de toute autre information concernant la population des particules en suspension,

telle que les répartitions granulométriques  $n_j(r)$ . En revanche, l'obtention des volumes individuels  $V_j'$  en dépend directement, puisque chacun de ces volumes est défini en termes d'un rapport entre deux intégrations sur la même granulométrie  $n_j(r)$  (expression 1.17).

Dans l'élaboration de leurs modèles d'aérosol, Longtin *et al.* ont séparé la population des particules en suspension en trois fractions, associées chacune à une granulométrie et une distribution spectrale de l'indice de réfraction particulières. Les granulométries obeissent à une représentation du type log-normal,

$$n_j(\log_{10} r) = \frac{N_j}{(2.\pi)^{1/2}.\log_{10} \sigma_j} \cdot \exp\left(-\frac{(\log_{10} r/R_j)^2}{2.(\log_{10} \sigma_j)^2}\right) \quad (1.37)$$

où  $R_j$  et  $\sigma_j$  dénotent le rayon moyen et l'écart-type de la distribution. La répartition granulométrique (totale) de l'aérosol est en conséquence donnée par la superposition de 3 distributions log-normales, en suivant un point de vue de plus en plus accepté depuis les années 1970 (Mészáros, 1981, p.108; Jaenicke, 1988, p.406).

Longtin *et al.* (1988a, 1988b) ont proposé quatre modèles d'aérosol désertique à partir de l'établissement du raisonnement présenté ci-dessus. Ces modèles correspondent à quatre distinctes valeurs pour la vitesse du vent à 10 m de hauteur: 0, 10, 20 et 30  $m.s^{-1}$ . Rappelons que l'importance absolue des carbonates et des particules solubles dans l'eau reste constante, et qu'en conséquence leur importance relative diminue avec l'augmentation de la vitesse du vent. Le tableau 1.2 présente les valeurs employées par Longtin *et al.* pour  $R_j$  et  $\sigma_j$  correspondant à ces deux composantes, ainsi que les valeurs associées à la troisième composante (sables) pour les conditions extrêmes ( $U = 0$  et  $U = 30 m.s^{-1}$ ). Les dernières colonnes affichent les volumes individuels  $V_j'$ , obtenus par ces auteurs par l'intermédiaire des intégrations indiquées dans notre expression (1.17), et les nombres de particules par unité de volume  $N_j$ , d'après les valeurs disponibles pour  $V_j$  et  $V_j'$ . Les modèles associés aux conditions  $U = 10$  et  $U = 20 m.s^{-1}$  ne sont pas retenus dans le présent mémoire, puisque (a) la prise en compte des modèles extrêmes ( $U = 0$  et  $U = 30 m.s^{-1}$ ) semble suffisante pour l'encadrement des situations possibles, et (b) les valeurs des paramètres  $R_j$  et  $\sigma_j$  correspondant aux modèles intermédiaires (10 et 20  $m.s^{-1}$ ) ont été obtenus par Longtin *et al.* en faisant appel à des interpolations linéaires sur les valeurs respectives aux modèles extrêmes.

composante	granulométrie			$V'_j (\mu m^3)$	$N_j (cm^3)$
	$R_j (\mu m)$	$\log_{10} \sigma_j$	d'après...		
carbonates	0.0118	0.301	WCP-55 (1983, p.31)	$5.97 \times 10^{-5}$	368.5
solubles dans l'eau	0.0285	0.350	WCP-55 (1983, p.31)	$1.80 \times 10^{-3}$	3672.2
sables:					
• $U = 0 m.s^{-1}$	6.24	0.277	Jaenicke (1988, p.409), mode <i>coarse</i> du modèle <i>Remote Continental</i>	$6.30 \times 10^3$	$2.46 \times 10^{-3}$
• $U = 30 m.s^{-1}$	10.80	0.438	Jaenicke (1988, p.409), mode <i>coarse</i> du modèle <i>Desert Dust Storm</i>	$4.76 \times 10^5$	$3.39 \times 10^{-1}$

Tableau 1.2: synthèse des principales informations sur les 3 composantes des deux modèles extrêmes d'aérosol désertique proposés par Longtin *et al.* (1988b), à partir du contenu de leurs tableaux 6 (p.27) et B-7 (p.B-14).

La figure 1.1 illustre les granulométries correspondantes aux modèles  $U = 0$  (pour la suite surnommé *background*) et  $U = 30 ms^{-1}$  (*dust storm*), ainsi que celles associées aux trois composantes. Les granulométries affichées dans la partie supérieure de la figure doivent être interprétés simplement comme le résultat de la superposition des distributions  $n_j(r)$ . Ces modèles d'aérosol ont été bâtis selon la notion de mélange externe, et en conséquence les paramètres optiques de l'aérosol sont obtenus à partir des calculs réalisés composante à composante, faisant appel aux répartitions normalisées  $n'_j(r)$ .

L'application de la notion de mélange externe à l'obtention des paramètres optiques d'une population de particules en suspension dépend, enfin, de la connaissance de la distribution spectrale de l'indice de réfraction associé à chacune des composantes prises en compte. Longtin *et al.* (1988b, pp.30-47) justifient les choix faits à ce propos pour les trois fractions en question, analysant notamment l'effet de la contamination d'une partie des particules de sable par l'oxyde de fer. Une telle investigation semble innovatrice dans l'évaluation de l'impact radiatif associé à l'aérosol désertique. La présence de cet oxyde serait capable d'augmenter significativement la valeur de la partie imaginaire de l'indice de réfraction des particules de sable surtout dans les domaines ultraviolet et visible du spectre. En considérant que toutes les particules de sable subissent une contamination à 10 % en volume par l'oxyde de fer, la partie imaginaire de l'indice de réfraction augmenterait de  $10^{-8}$  à  $10^{-1}$ .

Une telle modification serait capable de réduire de façon appréciable l'albedo simple du mélange de trois composantes (p.ex., de 0.999 à 0.6 dans le domaine solaire pour le modèle *dust storm*). L'analyse de plusieurs tests de sensibilité a permis Longtin *et al.* de choisir une contamination raisonnable, en aboutissant à des valeurs jugées réalistes pour les paramètres optiques en question, notamment pour l'albedo simple. Le choix fait — 50 % de particules de sable non-contaminées, 50 % contaminées à 10 % en volume — fournit des mélanges caractérisés par un albedo simple d'environ 1 et 0.8 dans le domaine visible, respectivement pour les conditions  $U = 0$  et  $U = 30 \text{ m.s}^{-1}$ . Les tableaux 7-13 de Longtin *et al.* (1988b, pp.31-43) présentent les distributions spectrales de l'indice de réfraction correspondant respectivement aux deux premiers types de particule en question (carbonates et solubles dans l'eau), au quartz pur, à l'oxyde de fer et aux particules de sable contaminées à 5 et à 10 % en volume par l'oxyde de fer.

La figure 1.2 présente les dépendances spectrales associées à ces deux modèles pour le coefficient linéaire d'extinction, l'albedo simple et le facteur d'asymétrie, d'après les tableaux C-1 et C-4 de Longtin *et al.* (1988b, appendice C). Le diagramme en haut à droite compare les distributions spectrales relatives (ou normalisées à  $0.55 \mu\text{m}$ ) du coefficient linéaire d'extinction, données par le quotient  $\beta_{ext}(\lambda)/\beta_{ext}(0.55\mu\text{m})$ . Ce type de présentation est devenu courant (p.ex.: WCP-112, 1986, pp.15-23): il permet l'analyse comparative entre différents modèles d'aérosol, chacun associé à une distribution spectrale (absolue, en  $\text{km}^{-1}$ ) particulière pour les coefficients linéaires d'extinction et d'absorption. Rappelons que la distribution spectrale relative du coefficient linéaire d'absorption est donnée par  $\beta_{abs}(\lambda)/\beta_{ext}(0.55\mu\text{m})$ .

Les différences entre les deux jeux de paramètres optiques illustrés dans la figure 1.2 sont dues à la combinaison de deux aspects concernant les hypothèses premières de l'établissement de ces modèles:

- les paramètres optiques correspondants au mélange de particules ont été évalués sous la forme de moyennes pondérées sur les valeurs respectives par type de particule, en considérant deux répartitions distinctes du volume total d'aérosol entre ses trois composantes — les rapports de mélange  $C_j$  varient en fonction de la vitesse du vent, car l'importance absolue des carbonates et des espèces solubles dans l'eau reste constante;
- les paramètres optiques correspondants aux particules de sable sont dépendants de la vitesse du vent par l'intermédiaire de la répartition granulométrique — les valeurs des paramètres  $R_j$  et  $\sigma_j$  de la distribution log-normale associées aux sables ne sont pas les mêmes pour les deux conditions  $U = 0$  et  $U = 30 \text{ m.s}^{-1}$ , résultat issu d'une compilation de données expérimentales (Jaenicke, 1988, pp.407-410).

En conséquence, il ne serait pas correct d'attribuer exclusivement les différences observées entre les deux modèles aux répartitions granulométriques ou aux distributions spectrales de l'indice de réfraction. Ces modèles d'aérosol correspondent à deux populations différentes, et l'une d'entre elles (*dust storm*) est beaucoup plus riche que l'autre en grosses particules de sable ( $r > 1 \mu\text{m}$ ). L'utilisation de l'expression "l'augmentation de la quantité des grosses particules (de sable)" tout au long de ce mémoire signalera le passage du modèle *background* au modèle *dust storm* de Longtin *et al.*.

Les principales différences entre ces deux modèles extrêmes sont résumées ci-dessous. L'augmentation de la quantité des grosses particules de sable:

- accroît — et de quelques ordres de grandeur au long de certaines régions spectrales — la magnitude du coefficient linéaire d'extinction, mesure de l'interaction totale (diffusion plus absorption) entre l'aérosol et le rayonnement;
- supprime pratiquement la dépendance spectrale de l'extinction, même au long des régions où la partie imaginaire de l'indice de réfraction présente des variations spectrales significatives, comme entre 2 et 20  $\mu\text{m}$ ;
- introduit des modifications sur la dépendance spectrale de l'albedo simple de la population de particules: ce dernier diminue dans le domaine visible et dans plusieurs régions spectrales situées dans l'infra-rouge (comme entre 10 et 20  $\mu\text{m}$ ) et augmente dans d'autres régions (comme autour de 4  $\mu\text{m}$  et au-delà de 30  $\mu\text{m}$ ), toujours en conséquence des moyennes pondérées effectuées sur les paramètres optiques correspondant aux trois composantes de l'aérosol; et
- augmente dans tout le spectre la valeur du facteur d'asymétrie, cosinus moyen de l'angle associé au changement de trajectoire d'un photon diffusé par une particule: ce résultat est dû à l'accroissement de l'importance de la diffusion de rayonnement vers l'avant par rapport à l'orientation de propagation, réduisant la fraction rétrodiffusée.

Les conséquences de ces différences sont analysées en plusieurs reprises au cours des prochains chapitres du mémoire, puisque ces deux modèles ont été choisis comme les deux conditions extrêmes pour la description des propriétés optiques de l'aérosol d'origine désertique.

### 1.3.4 – Comparaison entre les modèles ECLATS, Carlson & Benjamin, et de Longtin *et al.*

Nous comparons ci-dessous les deux modèles extrêmes d'aérosol proposés par Longtin *et al.* aux modèles ECLATS et Carlson & Benjamin, pour les principaux paramètres optiques concernés: coefficient linéaire d'extinction, albedo simple et facteur d'asymétrie. La figure 1.3 illustre les dépendances spectrales respectives. Les valeurs absolues du coefficient linéaire d'extinction ne sont pas affichées puisque leur obtention pour le modèle ECLATS demanderait une hypothèse supplémentaire et associée à l'étendue verticale de la couche contenant les particules en suspension, car les mesures photométriques fournissent des épaisseurs optiques et non des coefficients linéaires. Les analyses présentées ci-dessous ne tiennent pas compte d'aucune hypothèse à ce propos. Ce choix peut être critiqué puisqu'il limite la réalisation de certaines comparaisons entre le modèle ECLATS et les autres: néanmoins, il permet justement la mise en valeur de l'importance de ce type d'hypothèse lors de l'interprétation de mesures photométriques.

Les différences entre les résultats de l'expérience ECLATS et le modèle d'aérosol désertique proposé par Carlson & Benjamin peuvent être associées aux différences entre les granulométries déduites pour chaque cas, vu l'importance secondaire du choix adopté pour l'indice de réfraction (Fouquart *et al.*, 1987b). Les différences entre les modèles extrêmes de Longtin *et al.* constituent le résultat d'une combinaison de facteurs, tels que le poids de pondération associé à la composante sables et la granulométrie de cette même composante, tous les deux dépendant de la vitesse du vent. Ces quatre modèles représentent, deux à deux, des tentatives pour déterminer les limites supérieures et inférieures des propriétés optiques de l'aérosol désertique, chaque tentative considérant deux répartitions granulométriques relativement extrêmes: d'une part les modèles ECLATS et Carlson & Benjamin, d'autre part les modèles extrêmes de Longtin *et al.* Les granulométries associées aux modèles Carlson & Benjamin et *dust storm* de Longtin *et al.* sont beaucoup plus riches en grosses particules ( $r > 1 \mu\text{m}$ ) que celles des deux autres modèles. Les deux tentatives, prises séparément, peuvent conduire virtuellement aux mêmes résultats à propos de l'impact de l'accroissement du nombre des grosses particules par unité de volume sur les paramètres optiques:

- augmentation de l'extinction (normalisée à  $0.55 \mu\text{m}$ ) dans le domaine des grandes longueurs d'onde, notamment dans la région  $8 - 14 \mu\text{m}$  (au long de laquelle l'aérosol peut jouer un rôle non-négligeable dans le bilan radiatif, étant donné la transmittance moyenne relativement élevée correspondant aux composants gazeux de l'atmosphère);

- modification de la dépendance spectrale de l'albedo simple, diminuant la valeur moyenne sur le domaine des courtes longueurs d'onde et augmentant celle sur les grandes longueurs d'onde; et
- augmentation du facteur d'asymétrie, dans tout le spectre.

Les deux tentatives d'établissement de limites pour les paramètres optiques de l'aérosol désertique ne sont pas entièrement compatibles au long du domaine des grandes longueurs d'onde, surtout au-delà de  $20 \mu\text{m}$ : l'albedo simple et le facteur d'asymétrie correspondant aux modèles ECLATS et Carlson & Benjamin ne sont pas encadrés par les valeurs relatives aux modèles *background* et *dust storm*.

Les distributions spectrales des parties réelle et imaginaire de l'indice de réfraction associées à ces quatre modèles d'aérosol n'ont pas fait l'objet d'une comparaison directe au cours de ces derniers paragraphes. Les modèles de Longtin *et al.* ont été établis en suivant la notion de mélange externe: l'application de cette démarche rend difficile l'analyse du rôle de l'indice de réfraction de chacune des composantes, vu que leurs effets sont entremêlés lors du calcul des moyennes pondérées. Une comparaison de ce type — d'une part, des distributions spectrales associées à des mélanges internes, comme si toutes les particules étaient identiques (ECLATS et Carlson & Benjamin); d'autre part, des distributions spectrales particulières à différents types de particules (Longtin *et al.*) — pourrait être réalisée dans le cadre d'une étude plus spécifique que le présent mémoire.

Les difficultés associées à ce type d'analyse peuvent être mises en évidence par les tentatives présentées ci-dessous de comparer les répartitions granulométriques de ces quatre modèles d'aérosol. Les granulométries correspondantes aux deux modèles extrêmes de Longtin *et al.* ont été bâties de façon analogue — trois fractions, chacune associée à une distribution log-normale distincte — et illustrées dans la figure 1.1. Les granulométries des deux autres modèles ont été obtenues selon des démarches fort différentes: estimation à partir des mesures photométriques faites au niveau du sol (ECLATS), et mesure directe de la dimension des particules faite à  $2 \text{ km}$  de hauteur à l'aide d'instrumentation aéroportée (Carlson & Benjamin). Appliquant les notations précisées auparavant: (a) les granulométries associées aux modèles de Longtin *et al.* sont décrites en termes de distributions  $n(\log_{10} r)$  (exprimées en  $\text{cm}^{-3}$ ), (b) celle déduite pendant l'expérience ECLATS l'est en termes de l'intégration verticale de  $n(r)$  au long de la colonne atmosphérique (un résultat exprimé en  $\text{cm}^{-2} \cdot \mu\text{m}^{-1}$ ), et (c) celle correspondante au modèle Carlson & Benjamin constitue une évaluation locale de  $n(r)$  (exprimée en  $\text{cm}^{-3} \cdot \mu\text{m}^{-1}$ ). Les courbes respectives aux modèles ECLATS et Carlson & Benjamin affichent, en réalité, des valeurs moyennes de répartition granulométrique sur des intervalles  $\Delta r$  en fonction des rayons intermédiaires  $\bar{r}$ .

La figure 1.4 présente deux façons de comparer ces granulométries, et toutes les deux sont incomplètes sous un certain point de vue. La partie supérieure affiche des répartitions normalisées ( $\mu\text{m}^{-1}$ ) à la présence d'une seule particule, soit dans un volume unitaire d'air (Longtin *et al.*, Carlson & Benjamin) soit dans la colonne entre le sol et le sommet de l'atmosphère (ECLATS), obtenues à partir de l'application des concentrations totales en nombre respectives (Longtin *et al.*: voir tableau 1.2; Carlson & Benjamin:  $6.67 \text{ cm}^{-3}$ ; ECLATS:  $1.95 \times 10^8 \text{ cm}^{-2}$ ). Cette présentation compare les granulométries telles qu'elles sont prises en compte lors du calcul des paramètres optiques,  $n'(r)$ . Une telle séparation entre les trois composantes des modèles de Longtin *et al.* est conceptuellement nécessaire, puisque ces mêmes calculs tiennent compte des granulométries  $n'_j(r)$ , par fraction, et non d'une granulométrie normalisée "moyenne" pour les trois types de particules (donnée éventuellement par le quotient  $\sum n_j(r)/\sum N_j$ ). Cette séparation rend difficile la comparaison de ces deux modèles avec les modèles ECLATS et Carlson & Benjamin.

L'obtention du coefficient linéaire d'extinction de l'aérosol demande l'intégration de la section efficace respective,  $\pi \cdot r^2 \cdot Q_{ext}(\alpha, m(\lambda))$ , pondérée par la granulométrie normalisée  $n'(r)$ . La partie supérieure de la figure 1.4 compare, en fin de compte, des valeurs d'un poids d'intégration, en fonction du rayon de particule. L'abscisse  $r$  correspondante à une intersection entre deux des courbes affichées dans ce diagramme indique un rayon qui présente la même importance pour les deux modèles d'aérosol (ou composantes) en question. Ce type de raisonnement reste valable pour les autres paramètres optiques obtenus sous la forme d'intégration sur la section efficace respective: coefficients linéaires de diffusion et d'absorption, et la fonction de diffusion (l'albedo simple est donné par le rapport entre deux de telles intégrations). C'est sous cet angle que l'accord entre les granulométries normalisées associées aux modèles ECLATS et Carlson & Benjamin pour des rayons de particule entre  $0.1$  et  $0.5 \mu\text{m}$  peut être souligné. Un tel accord, relatif — vu que les courbes se croisent à  $r \simeq 0.2 \mu\text{m}$  —, a lieu malgré les distinctions existantes (a) entre les moyens employés pour leur obtention (inversion d'épaisseurs optiques et mesure directe) et (b) entre les conditions dans lesquelles ces moyens ont été appliqués (d'une part, région Sahélienne, fin Novembre, observation de la colonne atmosphérique toute entière; d'autre, dans la région des îles du Cap-Vert, au mois de Juillet, échantillonnage à  $2 \text{ km}$  de hauteur). Les particules de ces dimensions-là joueraient un rôle semblable dans les deux modèles, si les valeurs des parties réelle et imaginaire de l'indice de réfraction prises en compte étaient les mêmes, aux longueurs d'onde d'intérêt. Au-delà de ces dimensions (c'est-à-dire  $r > 0.5 \mu\text{m}$ ), la granulométrie normalisée correspondant au modèle Carlson & Benjamin montre des valeurs plus élevées que celles respectives au modèle ECLATS, et cette différence donne naissance à des magnitudes distinctes pour l'impact radiatif associé à l'aérosol désertique, notamment au cours de la nuit (Legrand *et al.*, 1992).

La partie inférieure de la figure 1.4 compare trois de ces modèles d'aérosol désertique en termes de leur répartition granulométrique locale, c'est-à-dire du nombre de particules par unité de volume d'air et par unité d'intervalle de rayon ( $cm^{-3}.\mu m^{-1}$ ). La représentation du modèle ECLATS sous cette forme demanderait l'acceptation d'une valeur particulière pour l'extension verticale de la couche contenant l'aérosol. L'accord entre les résultats associés aux modèles Carlson & Benjamin et de Longtin *et al.* peut être considéré satisfaisant, surtout à cause de l'encadrement du premier par ces deux derniers pour des rayons au-delà de  $5 \mu m$ , et du respect général des ordres de grandeur. Néanmoins, quelques remarques méritent d'être faites à propos des modèles sous analyse.

- L'interprétation quantitative des résultats obtenus à partir de la mesure directe des dimensions des particules dépend de la qualité des procédés de prélèvement *in situ* ainsi que de l'étalonnage en absolu des dispositifs analytiques. L'étalonnage en question est défini par des expériences en laboratoire à partir de l'étude de populations monodisperses générées artificiellement et de propriétés optiques différentes de celles des poussières désertiques, telles que la partie imaginaire de l'indice de réfraction (Carlson & Caverly, 1977).
- Les granulométries employées par Longtin *et al.* dans l'élaboration de leurs modèles d'aérosol ont été bâties à partir de résultats compilés dans la littérature: (a) les paramètres  $R_j$  et  $\log_{10} \sigma_j$  des distributions log-normales, (b) la relation entre concentration en masse et vitesse horizontale du vent, (c) les hypothèses concernant les rapports de mélange en l'absence de vent.

La nature des informations comparées dans ce diagramme et surtout l'ordre de grandeur (difficile à préciser) des incertitudes en jeu rendent secondaire une comparaison en absolu entre les différentes répartitions granulométriques.

Les deux analyses envisagées à partir de la figure 1.4 se sont montrées incomplètes. Mélanges internes (ECLATS, Carlson & Benjamin) et externes (Longtin *et al.*) n'admettent pas une comparaison directe en termes de granulométries normalisées à une seule particule, étant donné la séparation entre les granulométries  $n'_j(r)$  associées aux fractions des mélanges externes. Une telle comparaison semble possible en termes de granulométries absolues (p.ex., en  $cm^{-3}.\mu m^{-1}$ ) comme dans la partie inférieure de cette figure, malgré l'occurrence d'incertitudes difficiles à évaluer. Néanmoins, cette comparaison n'est directe lorsqu'elle est faite entre des résultats d'un même type, soit granulométries locales (Carlson & Benjamin, Longtin *et al.*) soit l'intégration verticale respective (ECLATS). Cependant, la comparaison entre ces deux informations est relativement fréquente dans la littérature (p.ex.: Fouquart *et al.*, 1987a; Tanré *et al.*, 1988a), traduisant des granulométries locales  $dN(r)/dr$  ( $cm^{-3}.\mu m^{-1}$ ) en

distributions  $dN(r)/d\log_{10} r$  et exprimant des intégrations verticales (résultat obtenu en  $cm^{-2}.\mu m^{-1}$ ) dans des unités de  $cm^{-3}$  ( $= 10^4 cm^{-2}.\mu m^{-1}$ ).

Les paramètres optiques de l'aérosol dépendent d'une somme de facteurs (la granulométrie et l'indice de réfraction) mais aussi du point de vue selon lequel l'aérosol est considéré (mélange interne ou externe). Ces aspects du sujet jouent un certain rôle sur le désaccord vérifié entre les descriptions disponibles dans la littérature pour les poussières d'origine désertique (Ackerman & Cox, 1988; Longtin *et al.*, 1988b). Néanmoins, même l'application systématique d'une seule méthodologie à l'analyse de plusieurs conditions expérimentales montre l'existence d'une certaine variabilité naturelle, dans les échelles du temps et de l'espace, pour les caractéristiques de ce type d'aérosol (p.ex.: d'Almeida, 1987; Fouquart *et al.*, 1987a, 1987b; Tanré *et al.*, 1988a). La modélisation des processus physiques concernés depuis le soulèvement des poussières dans les zones-source jusqu'au dépôt progressif des particules au cours du transport en large échelle permet une vision synoptique du sujet (p.ex.: Westphal *et al.*, 1987): la répartition granulométrique de l'aérosol se modifie tout au long de sa trajectoire, induisant l'altération des propriétés optiques respectives. Il serait correct d'admettre, aussi, une certaine évolution temporelle pour les indices de réfraction, étant donné que la composition physico-chimico-minéralogique moyenne sur la population de particules en suspension ne doit pas forcément demeurer la même tout au long du parcours entre la source et le dépôt.

L'aérosol désertique devrait être vu, en conséquence, comme une classe ou une famille de "types" d'aérosol, chacun associé à une répartition granulométrique intermédiaire entre celles observées (ou prévues) lors des situations extrêmes: au moment du soulèvement et en l'absence totale des poussières d'une telle origine. Cet aspect du sujet justifie l'intérêt apporté au long de ce mémoire à l'analyse "en fourchette" de l'impact dû aux poussières désertiques.

## 1.4 – Rappels (II): Equation de Transfert et Bilan Radiatif

L'aérosol participe des échanges radiatifs qui ont lieu dans l'atmosphère et l'importance de son rôle dépend de la magnitude de ses propriétés optiques ainsi que des concentrations en jeu. Rappelons que la majeure partie des composants atmosphériques est habituellement oubliée dans le contexte du transfert radiatif, soit parce que leur concentration se montre réduite, soit parce que leur section efficace d'extinction présente des valeurs négligeables. Le terme "composants radiativement actifs" ne concerne, en conséquence, que ceux dont l'interaction avec l'énergie radiative se montre significative.

Dans le cas de l'atmosphère terrestre, les principaux composants à prendre en compte sous un tel classement sont la vapeur d'eau, le dioxyde de carbone et l'ozone. Ces composants participent d'une façon décisive dans la définition de l'état thermique du système sol – atmosphère, étant donné la magnitude appréciable de leur "effet de serre". Cette notion regroupe, dans une analogie, les mécanismes fondamentaux du bilan radiatif de la planète, et sa vulgarisation en dehors du domaine scientifique a fait objet d'un nombre assez considérable d'articles au long des dernières années (p.ex.: Courtin *et al.*, 1992).

Le rôle joué par les constituants gazeux et par l'aérosol sur état thermodynamique du système sol – atmosphère ne dépend pas uniquement de la magnitude des propriétés optiques et des concentrations en jeu. Les différents processus physiques impliqués dans le bilan énergétique de ce système — échanges radiatifs, transfert turbulent de chaleur et de masse, changement de phase de l'eau, conduction de chaleur dans le sol et à l'interface sol – atmosphère — se montrent couplés, imposant que l'analyse de l'impact de l'aérosol soit faite de la façon la plus complète possible. Les résultats obtenus sur le sujet dans le cadre de ce mémoire sont présentés dans notre troisième chapitre, en faisant appel à des simulations avec un modèle météorologique, capable de prendre en compte les principaux processus mentionnés ci-dessus. Les sections suivantes rappellent les notions générales concernant le bilan radiatif (1.4.1) et discutent l'identification de l'impact dû à la présence d'aérosol (1.4.2).

#### 1.4.1 – Notations et définitions

Le transfert radiatif à l'intérieur des atmosphères planétaires constitue un thème d'étude dont les bases théoriques fondamentales ont été établies au cours de la première moitié du présent siècle et ultérieurement réunies dans un certain nombre de monographies devenues classiques, comme celle publiée par Chandrasekhar (1950). Le thème et ses implications dans les domaines du climat et de la télédétection ont fait l'objet, plus récemment, de toute une série de monographies pédagogiques, comme celles signées par Liou (1980) et par Lenoble (1993). Notre mémoire accepte le point de vue "énergétique" pour le rayonnement en propagation qui consiste à ne pas prendre en compte sa nature vectorielle (décrite par les paramètres de Stokes), n'en retenant que la luminance  $I$  comme grandeur d'intérêt. L'impact de la non prise en compte des phénomènes de polarisation de lumière sur la définition des valeurs de  $I$  a été étudié dans un certain nombre de cas particuliers (p.ex.: Hansen, 1971); l'erreur commise diminue au fur et à mesure (a) qu'augmente l'asymétrie des termes de la matrix de diffusion, et (b) qu'augmente le quotient entre la dimension des particules et la longueur d'onde. Ces erreurs pourraient se montrer significatives (au-delà de 1% en luminance) pour la diffusion

moléculaire dans le domaine visible du spectre, justifiant la reprise de ce type d'investigation dans le cadre de la préparation d'expériences spatiales (p.ex.: Mishchenko *et al.*, 1994).

Nous considérons, pour la suite, que l'atmosphère terrestre admet être représentée comme une succession de couches horizontalement homogènes et verticalement structurées. Ces deux approximations sont couplées, car les variations spatiales des paramètres thermodynamiques et de la concentration des composants atmosphériques sont normalement beaucoup plus importantes dans la dimension verticale que dans les deux autres (Nord-Sud, Est-Ouest). L'hypothèse d'homogénéité horizontale ne peut être acceptée, évidemment, qu'à l'échelle locale ou régionale, et sa définition dépend de la nature du problème étudié.

L'intégration formelle de l'équation de transfert radiatif fournit les expressions suivantes pour les luminances spectrales ascendante  $I_\lambda(\lambda, \tau; +\mu, \varphi)$  et descendante  $I_\lambda(\lambda, \tau; -\mu, \varphi)$ :

$$I_\lambda(\lambda, \tau; +\mu, \varphi) = I_\lambda(\lambda, \tau_S; +\mu, \varphi) \cdot t(\tau, \tau_S) + \int_{t(\tau, \tau_S)}^1 J_\lambda(\lambda, \tau'; +\mu, \varphi) \cdot dt(\tau, \tau') \quad (1.38)$$

$$I_\lambda(\lambda, \tau; -\mu, \varphi) = \int_{t(0, \tau)}^1 J_\lambda(\lambda, \tau'; -\mu, \varphi) \cdot dt(\tau', \tau) , \quad (1.39)$$

où  $\tau$  indique l'épaisseur optique verticale associée à un niveau intermédiaire de la colonne d'air entre le sommet optique de l'atmosphère ( $\tau = 0$ ) et le niveau du sol ( $\tau = \tau_S$ ). L'orientation d'intérêt est précisée par le cosinus de la distance zénithale ( $\mu = \cos \zeta$ ) associée à l'axe du chemin optique, par le sens de propagation (ascendant ou descendant,  $+\mu$  ou  $-\mu$ ) du rayonnement au long de tel axe, et par l'azimut ( $\varphi$ ) mesuré à partir d'une direction privilégiée telle que le Nord. La transmittance entre les niveaux  $\tau'$  et  $\tau''$  au long d'un chemin optique orienté selon  $\mu$  et pour le rayonnement de longueur d'onde  $\lambda$  est donnée par:

$$t(\lambda, \tau', \tau'') = t(\tau', \tau'') = \exp(-(\tau'' - \tau')/\mu) . \quad (1.40)$$

Le premier terme de la solution (1.38) indique la transmission de la condition limite  $I_\lambda(\lambda, \tau_S; +\mu, \varphi)$  tout au long du chemin optique. Cette condition représente le rayonnement disponible dans l'orientation d'intérêt à l'extrême inférieur de l'intégration des fonctions-source  $J_\lambda(\lambda, \tau'; +\mu, \varphi)$ , donc au niveau de la surface du sol. Les luminances  $I_\lambda(\lambda, \tau_S; +\mu, \varphi)$  peuvent être génériquement présentées sous la forme suivante:

$$\begin{aligned}
I_\lambda(\lambda, \tau_S; +\mu, \varphi) &= \varepsilon(\lambda; +\mu, \varphi).B_\lambda(\lambda, T_S) + r(\lambda; -\mu_o, \varphi_o, +\mu, \varphi).S_{o\lambda}(\lambda). \exp(-\tau_S/\mu_o) + \\
&+ \frac{1}{\pi} \cdot \int_0^1 \int_0^{2\pi} r(\lambda; \mu', \varphi', +\mu, \varphi).I_\lambda(\lambda, \tau_S; -\mu', \varphi').\mu'.d\mu'.d\varphi' , \quad (1.41)
\end{aligned}$$

constituant le résultat de trois processus:

- l'émission de rayonnement par les couches plus superficielles du sol, exprimée par le produit entre (a) l'émissivité de telles couches, complémentaire de la réflectance respective et par conséquent doté des caractéristiques bidirectionnelles (Becker *et al.*, 1985); et (b) la luminance spectrale donnée par la fonction de Planck associée à la longueur d'onde d'intérêt  $\lambda$  et à une "température de surface" pour le sol,  $T_S = T(\tau_S)$ ;
- la réflexion par ces mêmes couches du rayonnement solaire direct disponible au niveau de la surface du sol,  $r(\lambda; -\mu_o, \varphi_o, +\mu, \varphi)$  et  $S_{o\lambda}(\lambda)$  dénotant respectivement la réflectance "bidirectionnelle" du sol et la luminance spectrale perçue au sommet de l'atmosphère; et
- la réflexion par ces mêmes couches du rayonnement diffus disponible au niveau de la surface du sol et en provenance de toutes les orientations appartenant à l'hémisphère supérieur.

La solution (1.39) ne présente pas de condition limite, vu la magnitude négligeable de la luminance diffuse d'origine interplanétaire  $I_\lambda(\lambda, 0; -\mu, \varphi)$ . L'intégration des fonctions-source  $J_\lambda(\lambda, \tau'; \pm\mu, \varphi)$  tient compte des contributions affectées à chaque élément du milieu interposé entre les positions initiale et finale du chemin optique. Ces fonctions-source sont données par:

$$\begin{aligned}
J_\lambda(\lambda, \tau'; \pm\mu, \varphi) &= [1 - \varpi(\lambda, \tau')].B_\lambda[\lambda, T(\tau')] + \\
&+ \frac{\varpi(\lambda, \tau')}{4.\pi}.S_{o\lambda}(\lambda). \exp(-\tau'/\mu_o).P(\lambda, \tau'; -\mu_o, \varphi_o, \pm\mu, \varphi) + \quad (1.42) \\
&+ \frac{\varpi(\lambda, \tau')}{4.\pi} \cdot \int_{-1}^{+1} \int_0^{2\pi} I_\lambda(\lambda, \tau'; \mu', \varphi').P(\lambda, \tau'; \mu', \varphi', \pm\mu, \varphi).d\mu'.d\varphi' ,
\end{aligned}$$

c'est-à-dire la somme des contributions apportées par:

- l'émission des composants du milieu,  $B_\lambda[\lambda, T(\tau')]$  dénotant la fonction de Planck, selon la longueur d'onde et la température absolue concernées; la multiplication de cette luminance spectrale par  $(1 - \varpi)$  met en évidence que les couches atmosphériques ne se comportent pas comme des corps noirs;
- la diffusion primaire du rayonnement solaire direct disponible au niveau  $\tau'$  vers l'orientation d'intérêt; et
- la diffusion du rayonnement non-direct disponible au niveau  $\tau'$  vers l'orientation d'intérêt.

Les luminances spectrales  $I_\lambda(\lambda, \tau'; \mu', \varphi')$  constituent, aussi, des solutions de l'équation de transfert, mettant en évidence le couplage existant entre les processus de diffusion (tout ordres confondus), d'absorption et d'émission. Un deuxième élément de couplage entre ces processus vient du fait que les paramètres optiques intervenant dans l'équation de transfert — épaisseur optique, albedo simple, fonction de diffusion — correspondent à l'ensemble des composants du milieu qui interagissent d'une façon significative avec le rayonnement, gazeux ou non. Ainsi, l'énergie absorbée par une molécule peut devenir dépendante de l'énergie diffusée par un grain de sable en suspension, qui à son tour peut être éclairé par le rayonnement émis ailleurs. Les paramètres optiques de l'ensemble des composants sont obtenus sous la forme soit d'une somme (épaisseur optique) soit d'une moyenne pondérée (albedo simple, fonction de diffusion) sur les valeurs individuelles respectives, par composant atmosphérique.

La séparation entre les domaines des courtes longueurs d'onde ( $\lambda < 4 \mu\text{m}$ ) et celui des grandes longueurs d'onde ( $\lambda > 4 \mu\text{m}$ ) est courant dans la littérature. La justification de cette séparation nous permet de rappeler certaines notions utiles pour la suite. L'intégration des composantes verticales des luminances descendantes  $I_\lambda(\lambda, \tau; -\mu, \varphi)$  sur l'hémisphère inférieur ( $-1 < -\mu < 0$ ) fournit l'éclairement énergétique spectral perçu sur une surface horizontale au niveau  $\tau$  de l'atmosphère:

$$E_\lambda^\downarrow(\lambda, \tau) = \int_0^{2\pi} \int_0^1 \mu \cdot I_\lambda(\lambda, \tau; -\mu, \varphi) \cdot d\varphi \cdot d\mu \quad , \quad (1.43)$$

tandis que l'intégration analogue sur l'hémisphère supérieur donne l'éclairement énergétique spectral ascendant au même niveau:

$$E_\lambda^\uparrow(\lambda, \tau) = \int_0^{2\pi} \int_0^1 \mu \cdot I_\lambda(\lambda, \tau; +\mu, \varphi) \cdot d\varphi \cdot d\mu \quad . \quad (1.44)$$

L'intégration de ces deux éclairagements spectraux au long des domaines de courtes et des grandes longueurs d'onde fournit les éclairagements suivants:

$$K^{\downarrow}(\tau) = \int_0^{4\mu m} E_{\lambda}^{\downarrow}(\lambda, \tau).d\lambda \quad (1.45)$$

$$K^{\uparrow}(\tau) = \int_0^{4\mu m} E_{\lambda}^{\uparrow}(\lambda, \tau).d\lambda \quad (1.46)$$

$$L^{\downarrow}(\tau) = \int_{4\mu m}^{\infty} E_{\lambda}^{\downarrow}(\lambda, \tau).d\lambda \quad (1.47)$$

$$L^{\uparrow}(\tau) = \int_{4\mu m}^{\infty} E_{\lambda}^{\uparrow}(\lambda, \tau).d\lambda , \quad (1.48)$$

couramment appelés “flux” en fonction des dimensions dans lesquelles ils sont exprimés ( $W.m^{-2}$ ). Ces quatre grandeurs constituent les composantes du bilan radiatif au niveau vertical  $\tau$  d'intérêt, ici évalué sous la forme:

$$R(\tau) = K^{\downarrow}(\tau) - K^{\uparrow}(\tau) + L^{\downarrow}(\tau) - L^{\uparrow}(\tau) . \quad (1.49)$$

L'émission de rayonnement a lieu de façon continue tout au long du spectre électromagnétique, rendant la séparation entre les domaines des courtes et des grandes longueurs d'onde un sujet d'analyse d'échelle. Ce type d'analyse, courante chez les météorologues, permet l'étude d'un problème physique en première approximation après l'abandon des processus d'importance secondaire, en analogie à la simplification d'une équation à plusieurs termes. L'évaluation de l'ordre de grandeur de toutes les composantes des éclaircissements  $K^{\downarrow}$ ,  $K^{\uparrow}$ ,  $L^{\downarrow}$  et  $L^{\uparrow}$  montre que les deux premiers dépendent presque entièrement du transfert du rayonnement solaire, contrairement aux deux derniers. A titre d'exemple, l'éclaircissement ascendant correspondant aux grandes longueurs d'onde ( $L^{\uparrow}$ ) est associé surtout à l'émission de rayonnement par le sol et les couches atmosphériques en dessous du niveau vertical d'intérêt, plutôt qu'aux processus de réflexion et de diffusion de lumière solaire. L'occurrence de diverses bandes fortes d'absorption gazeuse aux environs de  $4 \mu m$  (vapeur d'eau autour de  $2.7$ ,  $3.2$  et  $6.3 \mu m$ , dioxyde de carbone autour de  $2.7$  et  $4.3 \mu m$ ) rend compréhensible la définition dans la littérature de plusieurs “séparations” entre les domaines des courtes et des grandes longueurs d'onde: à  $3$ , à  $4$ , à  $5 \mu m$ .

Il doit être souligné que cette séparation entre les domaines des courtes et des grandes longueurs d'onde n'est applicable qu'en termes d'éclaircissement énergétique. Rappelons que la luminance solaire perçue au niveau du sol,  $S_{o\lambda}(\lambda).exp(-\tau_s/\mu_o)$ , peut supplanter l'émission atmosphérique dans certaines régions spectrales du domaine des grandes longueurs d'onde, au long desquelles la transmittance associée aux composants gazeux tels que la vapeur d'eau se montre relativement élevée. L'exemple le plus parlant à ce propos concerne la région spectrale  $8 - 14 \mu m$ , où l'émission atmosphérique présente une magnitude suffisamment faible pour justifier la faisabilité des mesures de transmission à l'aide de photomètres solaires (p.ex.: Grassl, 1971).

La séparation entre les domaines des courtes et des grandes longueurs d'onde — ou entre le rayonnement d'origine solaire et celui d'origine tellurique — permet l'acceptation d'un certain nombre d'hypothèses simplificatrices sur l'équation de transfert à prendre en compte dans chaque cas, exception faite à des cas limites tels que celui lié à l'observation du soleil entre 8 et 14  $\mu\text{m}$ . Ces simplifications concernent surtout la condition limite au niveau du sol et les composantes des fonctions-source, consistant à négliger les termes dépendants de la fonction de Planck  $B_\lambda$  dans les courtes longueurs d'onde et ceux concernés par la luminance spectrale hors atmosphère  $S_{o\lambda}$  dans les grandes longueurs d'onde. Ces simplifications seront mises en pratique dans le sous-chapitre 1.5 dans le cadre de l'analyse des techniques de télédétection de l'aérosol depuis l'espace.

L'équation de transfert et le bilan radiatif ont été rappelés ci-dessus en faisant appel à la valeur totale (tous les composants) de l'épaisseur optique verticale comme ordonnée de position entre le niveau du sol et le sommet de l'atmosphère, étant mesurée depuis celui-ci. L'évaluation courante des grandeurs physiques impliquées — transmittances, luminances, éclaircissements — demande la connaissance des profils de température, de pression et de concentration des composants radiativement actifs tout au long de l'atmosphère. Ces informations sont habituellement disponibles sous la forme de tableaux (issus de l'analyse des mesures aérologiques) employant la pression ou l'altitude comme ordonnée verticale. Cet aspect pratique du sujet est pris en compte tout au long du mémoire, notamment pour la présentation des profils verticaux de température. La dépendance de ces grandeurs vis-vis du temps ne peut pas être oubliée, étant donné le contrôle exercée par le cycle diurne d'ensoleillement.

Le bilan radiatif  $R$  correspondant à une hauteur  $z$  au dessus du niveau du sol et à un instant  $t$  de temps est ici évalué sous la forme suivante:

$$R(z, t) = K^\downarrow(z, t) - K^\uparrow(z, t) + L^\downarrow(z, t) - L^\uparrow(z, t) . \quad (1.50)$$

Les variations verticales de ce bilan, exprimées par

$$\frac{\partial R(z, t)}{\partial z} = \frac{\partial K^\downarrow(z, t)}{\partial z} - \frac{\partial K^\uparrow(z, t)}{\partial z} + \frac{\partial L^\downarrow(z, t)}{\partial z} - \frac{\partial L^\uparrow(z, t)}{\partial z} , \quad (1.51)$$

sont couramment associées au taux de variation temporelle de la température de l'air, dû aux processus radiatifs (Liou, 1980, pp.63-65, p.107):

$$\frac{\partial R(z, t)}{\partial z} = -\rho \cdot C_p \cdot \frac{\partial T(z, t)}{\partial t} , \quad (1.52)$$

où  $\rho$  et  $C_p$  dénotent les valeurs de la masse volumique de l'air et de la respective chaleur spécifique à pression constante, toutes les deux associées aux conditions de température du niveau  $z$  à l'instant  $t$ . L'absorption de rayonnement solaire depuis le sommet de l'atmosphère jusqu'au niveau du sol ( $\partial K^\downarrow/\partial z < 0$ ) peut justifier l'emploi de la dénomination "taux d'échauffement radiatif" (puisque  $\partial T/\partial t > 0$  dans ce cas-là). La dénomination opposée peut être aussi justifiée à son tour, puisqu'elle est associée au déséquilibre de plus en plus flagrant entre l'émission de rayonnement vers l'espace et celle vers le sol, au fur et à mesure qu'augmente l'altitude d'intérêt:  $\partial L^\uparrow/\partial z > \partial L^\downarrow/\partial z$ , donc  $\partial T/\partial t < 0$ . Les valeurs assumées par ce taux de variation temporelle constituent dans la plupart des cas l'effet final d'une série de processus radiatifs, chacun associé à une contribution positive ou négative pour  $\partial T/\partial t$ . Taux d'échauffement ou de refroidissement, il s'agit d'une convention en plus à suivre.

Il doit être rappelé que les variations de température en cours dans l'atmosphère ne dépendent pas seulement des échanges radiatifs, mais aussi (a) de la dissipation mécanique entre les couches d'air et entre celles-ci et le sol, par frottement, (b) du transfert turbulent depuis le sol, (c) des changements de phase de l'eau, (d) du transport horizontal de chaleur depuis d'autres régions, et (e) des processus conductifs dans l'interface sol – atmosphère. Le taux de refroidissement radiatif  $\partial T/\partial t$  ne constitue qu'un des termes de l'équation thermodynamique, une des six qui, couplées, décrivent l'état "météorologique" de l'atmosphère. L'importance des variations de température de l'air dues aux échanges radiatifs peut être supplantée dans certains cas de figure par celles associées à d'autres processus pertinents à la définition du profil vertical de température, tels que l'apport latitudinal de chaleur (Paltridge & Platt, 1976, pp.20-25). Dans ce contexte, plus général, l'intérêt apporté à l'influence de la présence de l'aérosol sur le bilan énergétique du système sol – atmosphère risque de ne pas être toujours justifié, étant donné que les processus radiatifs ne constituent pas obligatoirement la principale origine des variations temporelles du profil de température de l'air.

#### 1.4.2 – Identification de l'influence de l'aérosol

L'influence de l'aérosol sur le transfert radiatif dans le domaine des grandes longueurs d'onde peut être traduite, en première approximation, par l'augmentation de l'émissivité des couches d'air affectées par sa présence: les particules en suspension joueraient un rôle semblable à celui des molécules de vapeur d'eau ou de dioxyde de carbone, participant à des échanges en absorption/émission de rayonnement tellurique entre les couches atmosphériques et entre elles mêmes et le sol. Une telle influence serait

plus importante au long des régions spectrales correspondant à des valeurs relativement faibles pour l'absorptance due aux composants gazeux, telles que la fenêtre 8 – 14  $\mu\text{m}$ . Outre l'augmentation de l'émissivité de l'atmosphère, la présence de particules en suspension peut donner suite à l'occurrence de diffusion du rayonnement tellurique. Le profil vertical de concentration en particules jouerait un certain rôle dans la définition de la magnitude de l'impact final, en toute ressemblance à l'influence de la couverture nuageuse dans le domaine des grandes longueurs d'onde (p.ex.: Paltridge & Platt, 1976, pp.18-20). L'impact de l'aérosol sur le transfert radiatif dans ce domaine spectral peut être traduit, comme celui associé à tout autre composant atmosphérique, par l'échauffement de la colonne d'air et du sol.

En revanche, l'interaction de l'aérosol avec le rayonnement dans le domaine des courtes longueurs d'onde peut donner suite aussi bien à l'échauffement qu'au refroidissement du système sol – atmosphère, tout en dépendant de la combinaison de deux facteurs, la nature physico-chimique des particules en suspension et la réflectance de la surface au niveau du sol. Ces deux termes (échauffement et refroidissement) sont employés au cours de la présente discussion pour indiquer le signe des modifications dues à l'introduction de l'aérosol, mesurées par rapport aux valeurs rencontrées lors d'une condition non-contaminée. Ces modifications sont imposées au cycle diurne d'ensoleillement, qui à son tour détermine l'évolution sur 24 heures de la température de surface du sol et, indirectement, des profils verticaux de température de l'air et dans le sol. La quantité d'énergie absorbée par le sol dépend du potentiel d'absorption de sa surface (ou de ses couches superficielles) et aussi de la quantité d'énergie radiative disponible à ce niveau. La réflectance de la surface influe sur les deux aspects du problème, vu l'occurrence de réflexion / diffusion multiple de lumière entre les composants gazeux / non-gazeux de l'atmosphère et le sol. Les propriétés optiques de l'aérosol définissent, pour un type de sol donné, l'importance relative des processus (a) d'absorption de rayonnement à l'intérieur du système (échauffement) et (b) de rétrodiffusion de lumière solaire vers l'espace, en réduisant l'énergie disponible pour l'absorption au niveau du sol (refroidissement du système).

Ce dernier raisonnement — le quotient entre l'absorption et la rétrodiffusion — a été développé au cours des premières études consacrées à l'influence de l'aérosol sur le bilan radiatif dans le domaine des courtes longueurs d'onde (p.ex.: Ensor *et al.*, 1971). L'idée a été ultérieurement appliquée à l'interprétation des mesures d'éclairement en présence et en l'absence d'aérosol (p.ex.: Joseph & Wolfson, 1975). Néanmoins, l'influence des propriétés optiques des particules en suspension peut changer de signe selon la réflectance correspondant à la surface au niveau du sol: un même type d'aérosol, placé à deux environnements différents, peut donner suite à deux impacts opposés sur le bilan radiatif du système sol – atmosphère dans le domaine des courtes longueurs d'onde.

L'influence totale de l'aérosol sur le bilan radiatif peut être évaluée sous la forme de la différence entre les valeurs de ce bilan associées à la présence des particules en suspension ( $R_a$ ) et à leur absence ( $R_c$ , atmosphère claire):

$$\begin{aligned}
\Delta R(z, t) &= R_a(z, t) - R_c(z, t) = \\
&= [K_a^\downarrow(z, t) - K_a^\uparrow(z, t) + L_a^\downarrow(z, t) - L_a^\uparrow(z, t)] - [K_c^\downarrow(z, t) - K_c^\uparrow(z, t) + L_c^\downarrow(z, t) - L_c^\uparrow(z, t)] = \\
&= [K_a^\downarrow(z, t) - K_c^\downarrow(z, t)] - [K_a^\uparrow(z, t) - K_c^\uparrow(z, t)] + [L_a^\downarrow(z, t) - L_c^\downarrow(z, t)] - [L_a^\uparrow(z, t) - L_c^\uparrow(z, t)] = \\
&= \Delta K^\downarrow(z, t) - \Delta K^\uparrow(z, t) + \Delta L^\downarrow(z, t) - \Delta L^\uparrow(z, t) .
\end{aligned} \tag{1.53}$$

La décomposition de la variation totale  $\Delta R$  due à l'occurrence de l'aérosol pourrait donner l'impression que les quatre contributions seraient indépendantes. Un tel point de vue doit être refusé, puisque:

- les contributions  $\Delta K^\downarrow$  et  $\Delta K^\uparrow$  sont couplées par l'intermédiaire de la diffusion multiple de rayonnement entre les couches de l'atmosphère ainsi qu'entre elles mêmes et le sol,
- les contributions  $\Delta L^\downarrow$  et  $\Delta L^\uparrow$  dépendent des modifications subies par les échanges en émission et en absorption entre les couches de l'atmosphère ainsi qu'entre elles mêmes et le sol, et
- toutes ces variations sont influencées par les profils verticaux de concentration en vapeur d'eau, de concentration en aérosol et (surtout pour les termes associés aux grandes longueurs d'onde) de température de l'air.

Ce type de présentation permet à certains aspects du sujet d'être plus facilement analysés, tels que (a) l'éventuelle occurrence d'équilibre entre deux influences distinctes et (b) l'importance relative des contributions en jeu. Les principaux résultats obtenus dans le cadre de notre mémoire à propos de l'influence de l'aérosol désertique sur le bilan radiatif au sol sont analysés dans le sous-chapitre 3.2 à l'aide de cette décomposition.

Le raisonnement consistant à relier l'impact  $\Delta R$  subi par le bilan radiatif n'est pas suffisant pour expliquer l'influence de l'aérosol sur les profils verticaux de température. La magnitude d'un tel

impact dépend aussi de deux aspects du problème non-rappelés ci-dessus: (a) la réponse thermique du système sol – atmosphère, relativement lente en l’absence des processus de convection humide (c’est-à-dire ceux associés au développement de nuages tels que les *cumulus*), et (b) la durée de la période au long de laquelle l’atmosphère se trouve “contaminée” par la présence de particules en suspension, ainsi que l’étendue de la région géographique affectée. Le deuxième aspect peut paraître évident, vu les dimensions dans lesquelles les éclaircissements énergétiques — les grandeurs pertinentes au bilan radiatif, donc au taux de refroidissement — sont exprimés:  $W.m^{-2}$ , ou énergie par unité de temps et par unité de surface. Cet aspect peut aussi justifier l’intérêt d’ordre climatique apporté aux poussières désertiques: en reprenant les termes de Carlson & Caverly (1977), “*while it is not as optically thick as water clouds, Saharan dust in large amounts is continually present over a large area*”.

L’interprétation d’observations faites par des capteurs placés en orbite (p.ex.: Ackerman & Chung, 1992) permet l’accès à l’impact intégré de l’aérosol désertique sur le système sol – atmosphère. Les luminances émergentes peuvent être significativement affectées par la présence de particules en suspension aussi bien dans le domaine solaire que dans le domaine des grandes longueurs d’onde.

- La quantité de lumière solaire renvoyée par la planète vers l’espace est augmentée, suite à la rétrodiffusion due aux particules en suspension. Cet effet est plus facile à mesurer au-dessus des régions géographiques caractérisées par une surface peu réfléchissante au niveau du sol, telle que la mer.
- La quantité de rayonnement tellurique envoyée par la planète vers l’espace est diminuée en milieu de journée, suite aux interactions entre les couches de l’atmosphère et le sol. Cet effet est plus significatif sur les régions continentales, associées à des magnitudes plus élevées pour la température de surface en milieu de journée.

L’aboutissement de résultats de ce type ne fait que confirmer les premières déterminations par télédétection satellitaire du signe de l’impact des particules d’origine désertique en suspension sur les luminances émergentes de la planète dans les régions spectrales visible et  $10.5 - 12.5 \mu m$  (p.ex.: Shenk & Curran, 1974). L’impact de l’aérosol ne présente pas la même magnitude au-dessus des océans et des terres émergées, indiquant les limitations respectives des deux régions spectrales pour l’étude des poussières désertiques depuis l’espace. Le sous-chapitre suivant examine le potentiel et l’état actuel de la télédétection des poussières désertiques à partir de l’observation de la planète dans la région spectrale  $10.5 - 12.5 \mu m$ .

## 1.5 – Télédétection de l'Aérosol depuis l'Espace

L'occurrence de particules en suspension affecte la totalité des régions de la planète, étant donné la dispersion géographique des sources de toute sorte (associés ou non à la présence humaine) et l'efficacité du transport par les courants d'air. Les concentrations en jeu dépendent de l'intensité et de la nature des mécanismes de génération, tout en évoluant au cours du temps et de l'espace suite à l'action des processus de dépôt et de transformation physico-chimique (Twomey, 1977; Mészáros, 1981). L'intérêt apporté à l'interprétation des données acquises par des capteurs en orbite dans ce sujet se justifie facilement par le fait que les images prises fournissent des informations spatialement continues et presque simultanées, permettant une vision synoptique des différents événements. La télédétection de l'aérosol depuis l'espace présente néanmoins des limitations, d'une part associées aux résolutions spatiale, temporelle et spectrale avec laquelle les images sont prises, d'autre part dépendantes du modèle conceptuel adopté pour l'interprétation des données (voir à titre d'exemple les synthèses présentées par Price, 1987, et par Johnson *et al.*, 1994).

Ce sous-chapitre examine la télédétection basée sur l'observation de la planète dans la région spectrale 10.5 – 12.5  $\mu\text{m}$ . Les paragraphes ci-dessous rappellent (a) les aspects fondamentaux du problème radiatif posé lors de l'interprétation de telles luminances, et (b) les lignes de raisonnement disponibles aujourd'hui pour identifier la présence et estimer le contenu en aérosol à partir des images METEOSAT-IR. D'autres voies d'étude sont disponibles dans la littérature, fondées dans la presque totalité sur le traitement des mesures de la lumière réfléchie par le système sol – atmosphère dans le domaine des courtes longueurs d'onde (voir la synthèse présentée par Stowe *et al.*, 1990): elles s'avèrent limitées pour l'interprétation des luminances en provenance des régions continentales arides, fort réfléchissantes et peu contrastées. L'analyse des luminances correspondant à la région spectrale 10.5 – 12.5  $\mu\text{m}$  peut devenir, en conséquence, le principal moyen de télédétection d'aérosol au-dessus des telles conditions géographiques.

### **Le problème de transfert radiatif**

Un capteur installé sur un satellite en orbite fournit des mesures de la luminance émergente de la planète, ou de la luminance ascendante au sommet de l'atmosphère. Ces mesures correspondent à une ou à plusieurs régions spectrales, selon les caractéristiques des instruments embarqués. Les mesures associées à une région quelconque peuvent être exprimées en termes de l'intégration de la luminance

spectrale émergente, sur toute la largeur  $\Delta\lambda$  de telle région:

$$I(\Delta\lambda, \tau = 0; +\mu, \varphi) = \int_{\Delta\lambda} I_\lambda(\lambda, \tau = 0; +\mu, \varphi) \cdot f(\lambda) \cdot d\lambda , \quad (1.54)$$

$f(\lambda)$  constituant une fonction liée aux caractéristiques spectrales de l'instrument en question. Cette fonction tient compte des propriétés de transmission des filtres et des lentilles impliqués, ainsi que la réponse spectrale du capteur. La région  $\Delta\lambda$  inclut toutes les longueurs d'onde pour lesquelles la fonction  $f(\lambda)$  n'est pas nulle.

La séparation entre les domaines des courtes et des grandes longueurs d'onde rend possible l'analyse d'un problème concernant l'émission de rayonnement par le système sol – atmosphère (tel que celui ayant lieu entre 10.5 et 12.5  $\mu\text{m}$ ) sans faire appel aux aspects associés à la propagation de lumière solaire dans la région spectrale d'intérêt. La solution formelle de l'équation de transfert radiatif peut être écrite sous la forme:

$$I_\lambda(\lambda, 0; +\mu, \varphi) = I_\lambda(\lambda, \tau_S; +\mu, \varphi) \cdot t(0; \tau_S) + \int_{t(0; \tau_S)}^1 J_\lambda(\lambda, \tau'; +\mu, \varphi) \cdot dt(0, \tau') , \quad (1.55)$$

où  $I_\lambda(\lambda, 0; +\mu, \varphi)$  exprime la luminance spectrale ascendante au sommet de l'atmosphère ( $\tau = 0$ ), celui-ci étant défini en pratique comme le niveau vertical au-delà duquel les interactions entre le rayonnement et l'atmosphère seraient négligeables pour le problème en question. La condition limite à la surface du sol  $I_\lambda(\lambda, \tau_S; +\mu, \varphi)$  et la fonction-source  $J_\lambda(\lambda, \tau'; +\mu, \varphi)$  sont données respectivement par les expressions suivantes:

$$\begin{aligned} I_\lambda(\lambda, \tau_S; +\mu, \varphi) &= \varepsilon(\lambda; +\mu, \varphi) \cdot B_\lambda(\lambda, T_S) + \\ &+ \frac{1}{\pi} \cdot \int_0^1 \int_0^{2\pi} r(\lambda; \mu', \varphi', +\mu, \varphi) \cdot I_\lambda(\lambda, \tau_S; -\mu', \varphi') \cdot \mu' \cdot d\mu' \cdot d\varphi' \end{aligned} \quad (1.56)$$

$$\begin{aligned} J_\lambda(\lambda, \tau'; +\mu, \varphi) &= [1 - \varpi(\lambda, \tau')] \cdot B_\lambda[\lambda, T(\tau')] + \\ &+ \frac{\varpi(\lambda, \tau')}{4\pi} \cdot \int_{-1}^{+1} \int_0^{2\pi} I_\lambda(\lambda, \tau'; \mu', \varphi') \cdot P(\lambda, \tau'; \mu', \varphi', +\mu, \varphi) \cdot d\mu' \cdot d\varphi' , \end{aligned} \quad (1.57)$$

en employant la notation précisée dans le sous-chapitre précédent.

L'importance relative de chacun des processus indiqués dans ces expressions dépend de la combinaison de plusieurs facteurs indépendants les uns des autres: condition atmosphérique, condition géographique, longueur d'onde d'intérêt. L'occurrence de nuages donne naissance, dans la plupart des cas (l'exception: couverture semi-transparente du type *cirrus*), à des conditions atmosphériques virtuellement opaques pour le rayonnement en provenance du niveau du sol; sous de telles conditions, les luminances émergentes de la planète sont dûes surtout à l'émission des couches supérieures de la couverture. En l'absence de nuages, la transmittance de l'atmosphère présente une dépendance spectrale très importante, suite à l'existence des bandes d'absorption gazeuse, associées notamment à la vapeur d'eau, au dioxyde de carbone et à l'ozone. Plusieurs régions spectrales sont caractérisées par des transmittances faibles, même lors de chemins optiques relativement courts, en raison de l'emplacement des bandes fortes d'absorption; au long de telles régions, le rayonnement en provenance du sol est successivement absorbé et émis jusqu'au sommet de l'atmosphère. D'autres régions spectrales sont associées à des valeurs élevées pour la transmittance atmosphérique — d'où la dénomination "fenêtre" —, comme celle située autour de  $10.5 - 12.5 \mu\text{m}$ .

Les luminances émergentes dans ces régions dépendent principalement de l'émission de rayonnement au sol et de la transparence de l'atmosphère vis-à-vis de ce rayonnement, les processus d'émission atmosphérique jouant un rôle secondaire mais difficilement négligeable. L'analyse de ces luminances constitue un problème soumis à une condition limite, exprimée sous la forme du produit entre l'émissivité et la température des couches plus superficielles du sol, comprises en quelques fractions de millimètre. Ces couches, formées par les éléments de matière les plus externes du milieu solide (ou par ceux les plus en contact avec l'air extérieur), représentent la "surface" du sol.

L'émissivité en question varie d'un type de sol à l'autre, dépendant de plusieurs aspects, tels que (a) la nature physico-chimico-minéralogique des particules composant les couches superficielles, et (b) la teneur en eau dans ces couches (Fröhlich & London, 1986, pp.43-44; Sutherland, 1986; Takashima & Masuda, 1987, 1988). La quantité de rayonnement émis vers l'espace par ces mêmes couches superficielles du sol est contrôlée aussi par leur température. Celle-ci constitue le résultat final d'un bilan entre plusieurs processus d'apport et de dissipation de chaleur à la surface, et surtout de l'importance relative de ces processus: (a) les différentes composantes du bilan radiatif dans les domaines des courtes et des grandes longueurs d'onde, (b) le transfert turbulent de chaleur sensible, (c) l'évaporation de l'eau stockée dans ces couches superficielles et la formation de rosée, (d) la conduction de chaleur vers les couches plus profondes du sol et, parmi d'autres (e) l'advection de chaleur par le vent, d'une région à l'autre, en raison des variations horizontales de température. La figure 1.5 synthétise les principaux facteurs concernant le bilan énergétique à la proximité du sol. L'efficacité

des processus d'apport et de dissipation de chaleur dépend des caractéristiques de l'environnement concerné, telles que les propriétés radiatives de la surface, les profils de concentration des composants atmosphériques susceptibles d'affecter le bilan radiatif, les propriétés thermiques du sol et la rugosité de celui-ci, le relief, la présence et le type de végétation (p.ex.: Oke, 1987). L'ensoleillement diurne exerce un contrôle direct ou indirect sur chacun de ces processus, en faisant les températures de surface évoluer tout au long de la journée.

Ainsi, la condition géographique constitue un facteur pertinent à l'interprétation des luminances associées aux fenêtres atmosphériques, vu la multitude des paysages possibles d'être rencontrées à la surface du globe sur les terres émergées. Chaque paysage, étant caractérisé par un ensemble spécifique de valeurs pour les divers paramètres physiques impliqués dans la définition des émissivités et des températures de surface, donne naissance à une condition limite (1.56) particulière. L'occurrence d'hétérogénéités spatiales, distinctes selon l'échelle d'observation, fait croître la complexité de l'interprétation des images acquises.

Les luminances émergentes de la planète dans la région spectrale  $10.5 - 12.5 \mu\text{m}$  dépendent directe et indirectement des profils verticaux de la température de l'air ainsi que de ceux associés aux concentrations des constituants atmosphériques (molécules, particules) capables d'interagir de significativement avec le rayonnement solaire et / ou tellurique. Les rôles directs des températures et des concentrations sont indiqués par les différents termes de l'équation de transfert: l'atmosphère (a) transmet partiellement l'émission associée à la surface du sol, (b) émet une partie du rayonnement absorbé vers le sol et vers l'espace, dans une succession d'échanges couche à couche entre le sol et le capteur en orbite, et (c) diffuse une partie du rayonnement en propagation, selon le type de particule en suspension. Les rôles indirects de l'atmosphère sur ces luminances concernent l'impact de la composition et de la températures des couches d'air sur les températures de surface. La composition de l'atmosphère affecte le bilan radiatif et par conséquent la quantité d'énergie disponible au niveau du sol, tandis que les profils de température de l'air dépendent réciproquement des températures de surface par l'intermédiaire des processus turbulents de chaleur sensible à la proximité du sol.

En synthèse, l'analyse des observations de la planète dans des régions spectrales telles que  $10.5 - 12.5 \mu\text{m}$  doit tenir compte de nombreux facteurs indépendants dont les effets se montrent souvent couplés, caractérisant les luminances émergentes comme le résultat global des processus en jeu. Ces couplages, ainsi que leur dépendance vis-à-vis de la répartition verticale de certains paramètres (températures, concentrations), empêchent l'aboutissement d'une description analytique simplifiée des luminances perçues par les capteurs en termes des principaux aspects du problème. La réussite d'une

description de ce type dans le domaine des courtes longueurs d'onde (p.ex.: Tanré *et al.*, 1979, 1981) a permis l'avancement de plusieurs sujets de recherche en télédétection spatiale, tels que l'estimation des réflectances de surface au-dessus des continents (p.ex.: Arino *et al.*, 1992), l'estimation de l'épaisseur optique de l'aérosol dans cette région spectrale (p.ex.: Jankowiak & Tanré, 1992) et même la mise à jour des constantes d'étalonnage d'un certain nombre de capteurs en orbite (p.ex.: Frouin & Gautier, 1987).

### Identification de la présence d'aérosol

La magnitude de l'impact de la présence de l'aérosol sur les luminances émergentes n'est pas suffisante, dans la plupart des cas, pour que les panaches de poussières soient identifiés directement sur les images prises par les capteurs METEOSAT-IR; cette magnitude peut se montrer plus faible, entre autres, que l'effet des hétérogénéités spatiales du paysage au niveau du sol. Une telle difficulté peut être contournée par la comparaison directe entre deux images acquises dans deux journées distinctes, en évaluant la différence entre les mesures de luminance correspondantes à chaque élément d'image (*pixel*). Ces différences se montrent spatialement moins hétérogènes que les données originales et peuvent être associées en première approximation aux modifications subies par le contenu en aérosol et, selon les conditions géographiques (p.ex., à la proximité des littoraux), aux variations du contenu en vapeur d'eau.

Telles sont les motivations qui conduisent à étudier les images METEOSAT-IR sous la forme de différences pour identifier la présence et pour estimer le contenu en poussières (Legrand, 1990). Plus précisément, ces images sont analysées en groupe, en comprenant une période de deux ou de trois semaines à la fois, au cours de laquelle les modifications subies par la géométrie de l'ensoleillement et par l'état du paysage au sol à l'intérieur de chaque élément d'image sont supposées négligeables. En d'autres termes, certains des facteurs non-aérosol capables d'affecter les luminances émergentes sont supposés constants sur la période, parmi lesquels la déclinaison solaire, la teneur en humidité dans le sol, et l'état de développement de la végétation. Ces facteurs peuvent présenter des variations importantes lors des situations précises dans l'environnement Sahélien, en biaisant par exemple les résultats obtenus au cours des journées qui succèdent l'occurrence de précipitation. Les images comprises dans la période et acquises à la même heure sont comparées élément à élément, dans l'objectif d'identifier les conditions de référence, supposées libres de contamination par l'aérosol. Une telle identification fait appel au signe de l'impact des poussières sur les luminances émergentes dans la région spectrale 10.5 – 12.5  $\mu\text{m}$ : l'augmentation du contenu en aérosol désertique modifie de différentes façons les composantes du bilan radiatif, en rendant ces luminances plus faibles en milieu de journée et plus élevées

pendant la nuit. Les conditions de référence se traduisent, ainsi, par les luminances les plus élevées en milieu de journée et par celles les plus faibles pendant la nuit. Les différences entre ces valeurs et les autres sont ensuite associées aux variations du contenu en aérosol et, selon le cas, à celles du contenu en vapeur d'eau.

Les différences de luminance émergente ont été associées à la fois aux observations de visibilité horizontale et aux mesures de l'épaisseur optique de l'aérosol. Les deux associations ne conduisent pas forcément aux mêmes informations, vu l'occurrence possible des couches de poussières en altitude. La première voie consiste en classer les périodes de temps (les semaines, les mois) selon leur degré de contamination par la présence de poussières, tout au long de la région géographique d'intérêt. Son établissement fait appel à des comparaisons sur certains sites entre les différences de luminance et les observations de visibilité, en rendant l'imagerie METEOSAT-IR un élément multiplicateur de ces dernières. Une telle démarche a été appliquée récemment à un ensemble de données acquises au long d'une période de huit ans sur le Nord de l'Afrique (N'Doumé, 1993), permettant l'élaboration d'une climatologie d'occurrence tout en fournissant les moyens pour l'étude inter-annuel de l'emplacement des zones-source probables.

La deuxième voie d'interprétation des images METEOSAT-IR en termes de la présence des poussières consiste en étudier la corrélation entre les différences de luminance et les valeurs de l'épaisseur optique déduite des mesures photométriques effectuées simultanément au niveau du sol. Ces corrélations se sont montrées satisfaisantes sous un certain nombre de cas, motivant la proposition d'un modèle conceptuel: les variations de la luminance émergente sont directement proportionnelles à l'épaisseur optique de l'aérosol (Legrand & Desbois, 1989; Legrand *et al.*, 1989). Les premières simulations théoriques (Legrand *et al.*, 1992) ont mis en évidence le rôle de certains facteurs non-aérosol du problème telles que le contenu en vapeur d'eau et les propriétés radiatives de la surface: les résultats expérimentaux ne représentent, en fin de compte, que des cas particuliers. La méconnaissance des valeurs associées à ces facteurs s'exprimerait, par conséquent, sous la forme d'une incertitude à affecter aux estimations du contenu en aérosol. Cette discussion est poursuivie lors de nos derniers chapitres.

## 1.6 – Objectifs et Organisation Générale du Mémoire

Notre étude a pour but l'approfondissement des connaissances disponibles à propos de l'influence des poussières d'origine désertique sur les luminances émergentes de la planète dans la région spectrale 10.5 – 12.5  $\mu\text{m}$ . Cette voie d'investigation est entreprise dans l'espoir d'améliorer l'interprétation quantitative des données METEOSAT-IR comme moyen de télédétection du contenu en aérosol désertique dans l'atmosphère.

Les principales étapes de l'étude sont regroupées autour de trois aspects du problème en question: (a) impact des poussières d'origine désertique sur les températures de surface du sol, (b) impact de ces poussières sur les luminances émergentes entre 10.5 et 12.5  $\mu\text{m}$ , et (c) application des résultats issus de l'étape précédente à l'interprétation des données METEOSAT-IR acquises au-dessus de certaines cibles Sahéliennes dans le Nord de l'Afrique.

L'inter-dépendance entre le premier et le deuxième thème est due au fait que, pour la plupart des cas, l'observation de la planète depuis l'espace au long des fenêtres atmosphériques fournit des mesures de luminance fort dépendantes de l'émission de rayonnement au niveau du sol. Ces deux thèmes sont développés par la voie de la modélisation des processus physiques pertinents, d'abord les profils de température et puis les luminances émergentes dans la région spectrale 10.5 – 12.5  $\mu\text{m}$ . Tous deux prennent en compte les divers paramètres en jeu tels que (a) le type des particules en suspension et la répartition verticale de leur concentration, (b) la répartition verticale de la concentration en vapeur d'eau, et (c) les propriétés radiatives de la surface au niveau du sol: émissivité dans le domaine des grandes longueurs d'onde et réflectance dans le domaine des courtes longueurs d'onde.

La première partie est réalisée à l'aide d'une version bidimensionnelle du modèle météorologique de méso-échelle développé par Mahrer & Pielke (1978). Ce modèle numérique est capable de simuler le cycle diurne des principaux processus susceptibles de jouer un rôle significatif sur les profils verticaux de température: transferts radiatif, turbulent (de chaleur sensible et de chaleur latente) et de conduction (vers les couches en dessous de la surface). La deuxième partie est consacrée à la modélisation des luminances émergentes de la planète à l'aide du code radiatif LOWTRAN-7 (Kneizys *et al.*, 1988). Ce code tient compte des principaux processus radiatifs impliqués: émission / réflexion de rayonnement par la surface au sol, absorption / émission de rayonnement par les composants gazeux et non-gazeux de l'atmosphère, et diffusion par les particules en suspension. Ces deux parties sont respectivement appelées simulation météorologique et simulation radiative pour la suite. La comparaison des résultats obtenus en présence et en l'absence d'aérosol par les deux étapes permet l'accès à la magnitude de son

influence sur les profils de température tout au long du système sol – atmosphère et sur les luminances émergentes, ainsi que sur le rôle joué par les facteurs non-aérosol du problème.

L'inertie thermique associée aux diverses parties du système sol – atmosphère n'est pas négligeable, étant donné que les variations de température (par échauffement / refroidissement radiatif, par conduction, par convection) sont régies par des processus dont les réponses ne sont pas instantanées. Cet aspect du sujet soulève l'importance d'étudier les régimes (ou les situations) transitoires, ceux qui ont lieu entre deux situations relativement stationnaires. La multitude des régimes transitoires possibles — il s'agit d'un problème à condition initiale — empêche néanmoins la réalisation de toute investigation systématique de leurs effets sur les profils de température et sur les luminances émergentes.

L'importance de ces régimes transitoires dans le cadre de l'analyse des luminances émergentes dans la région spectrale 10.5 – 12.5  $\mu\text{m}$  semble être moindre pour les cas où il s'agit des observations au-dessus du milieu océanique. L'état thermique de la mer montre une inertie thermique plus élevée que sa correspondante pour les terres émergées, fruit d'un ensemble de quatre différences entre les deux milieux: (a) absorption de rayonnement solaire en profondeur et non simplement à la surface, distribuant la quantité d'énergie absorbée sur un volume de matière plus important; (b) mélange convectif entre les différentes couches, toujours dans le sens de réduire la magnitude des gradients de température; (c) évaporation, en ralentissant l'échauffement des couches plus proches de la surface; et (d) chaleur spécifique bien plus élevée (Oke, 1987, pp.106-107). Comme résultat, les températures de surface de la mer sont moins susceptibles aux modifications subies par les variables pertinentes au problème, tels que les cycles d'ensoleillement (diurne et annuel) et le changement de la composition de l'atmosphère (p.ex.: suite à l'invasion d'une masse d'air plus chargée en poussières). Cet aspect du problème permet qu'une démarche purement radiative (c'est-à-dire, entièrement découplée des effets météorologiques / thermiques) puisse fournir des résultats satisfaisants à propos de l'influence de l'aérosol sur la performance des algorithmes consacrés à la télédétection de la température de surface de la mer depuis l'espace (p.ex: Nagaraja Rao, 1992; Tomasi *et al.*, 1993).

La démarche adoptée pour notre mémoire à ce propos consiste à analyser l'influence des facteurs intervenant dans la définition des températures et des luminances lors de situations stationnaires, traduites par des cycles diurnes reproductibles. La comparaison entre les résultats correspondant à deux situations stationnaires différentes fournit l'ordre de grandeur de la réponse du système sol – atmosphère s'il avait une inertie thermique négligeable. Ce type de comparaison permet l'établissement d'une stratégie d'interprétation des images METEOSAT-IR, basée sur l'analyse de la dépendance entre les luminances émergentes et les paramètres du problème.

Un certain parallèle pourrait être tracé entre la voie entreprise dans ce mémoire — l'analyse des cycles diurnes reproductibles des températures et des luminances — et les études qui font appel à une démarche purement radiative pour l'estimation de l'influence de l'aérosol, comme celles publiées par Nagaraja Rao (1992) et Tomasi *et al.* (1993). Une comparaison entre les résultats respectifs à deux situations stationnaires associées à deux choix distincts pour une des variables du problème fournit l'ordre de grandeur de la "réponse immédiate" du système sol - atmosphère: il aurait une inertie thermique négligeable, comme s'il était capable de répondre tout de suite au changement de valeur subi sur la variable en jeu. La réalisation de simulations radiatives (les luminances émergentes) sans prendre en compte des simulations météorologiques ou océaniques (les températures) revient à supposer que le système sol - atmosphère présente une inertie infinie, situation dans laquelle les deux aspects du sujet seraient indépendants.

Ainsi, les premières étapes de notre étude (simulation de températures et simulation de luminances) constituent des sous-parties d'une même voie d'analyse: l'interprétation des réponses du système sol - atmosphère lors de cycles diurnes reproductibles. Cette voie est développée au cours des chapitres 2, 3 et 4 de ce mémoire. Le chapitre 2 présente le modèle météorologique employé et la démarche établie pour l'obtention de cycles diurnes reproductibles en température de surface du sol. Le chapitre 3 compare plusieurs résultats issus de l'application de cette démarche, évaluant l'influence des facteurs liés ou non à l'aérosol sur les composantes du bilan radiatif au niveau du sol et sur les températures de l'air, dans le sol et à sa surface. Le chapitre 4 rappelle la structure du code radiatif LOWTRAN-7 et présente l'impact des facteurs analysés dans le chapitre précédent sur les luminances entre 10.5 et 12.5 $\mu\text{m}$  arrivant à un capteur METEOSAT-IR placé en orbite. Il doit être rappelé que la mise en oeuvre de cette démarche — calcul des luminances ascendantes au sommet de l'atmosphère à partir des profils de température issus d'une simulation météorologique — n'est pas tout à fait originale, constituant la suite et l'approfondissement d'un certain nombre d'investigations préliminaires (Legrand *et al.*, 1992). Le sous-chapitre 4.4 compare leurs résultats aux nôtres, en considérant un choix commun pour les propriétés optiques de l'aérosol désertique (les modèles ECLATS et Carlson & Benjamin).

Les dernières étapes de la série des trois principales (simulation de luminances et interprétation des images METEOSAT-IR) sont complémentaires. D'une part, l'application des simulations des luminances à l'analyse des données acquises par des satellites artificiels peut servir de base — alternative aux moyens disponibles jusqu'à ici — à l'interprétation quantitative de telles images en termes de contenu en aérosol. D'autre part, la comparaison des produits d'une telle interprétation à des évaluations du contenu en aérosol obtenues indépendamment (p.ex., à l'aide de mesures photométriques faites au niveau du sol) constitue une occasion de tester les résultats ultimes des simulations de cycles diurnes

reproductibles.

C'est en suivant ce point de vue que nous envisageons la validation de la voie entreprise dans les chapitres 2, 3 et 4 du mémoire. Une voie alternative consisterait, évidemment, à valider chacune des étapes intermédiaires impliquées. Une telle possibilité n'a pas été exploitée à fond, étant donné (a) l'absence presque totale d'observations simultanées des toutes les grandeurs physiques concernées, et (b) le caractère obligatoirement particulier de ce type de comparaison, n'en permettant que l'obtention de conclusions limitées à propos des différents aspects du sujet.

Le chapitre 5 présente l'interprétation des données acquises par le satellite METEOSAT-4 au-dessus d'un certain nombre de cibles Sahéliennes dans la République du Niger en Novembre 1989. L'intérêt apporté à l'analyse de ces données est doublement justifiée. D'une part, l'époque de l'année et les conditions géographiques en jeu correspondent à celles associées au déroulement de l'expérience ECLATS (Druilhet & Tinga, 1982), dont plusieurs résultats sont employés dans notre mémoire sous la forme de conditions limites lors des simulations effectuées avec le modèle météorologique. D'autre part, la réalisation de l'expérience STARS-1 (<sup>4</sup>) dans la région de Tillabery (Nord-Ouest de la République du Niger) en Novembre 1989 a permis l'accès aux propriétés physico-chimiques et optiques des particules en suspension (Bergametti *et al.*, 1992), parallèlement à l'acquisition d'images par un satellite de la série METEOSAT. Néanmoins, cette expérience a eu lieu dans des conditions qui ne peuvent pas être classées comme favorables à la recherche de l'aérosol désertique: (a) le contenu intégré en vapeur d'eau s'est montré très variable au cours des trois semaines pour lesquelles nous disposons des images METEOSAT-IR en haute résolution (éléments d'image de  $5 \times 5 \text{ km}$ ), et (b) le contenu en aérosol s'est avéré relativement modeste tout au long de la période de réalisation de l'expérience, correspondant à des valeurs d'épaisseur optique en dessous de l'unité. Ces difficultés rendent encore plus justifiée l'analyse de ce jeu de données.

Les données de luminance émergente acquises lors de cette période sont analysées en termes de contenu en aérosol en suivant un procédé basé entièrement sur des résultats issus des simulations météorologiques et radiatives. L'application d'un tel raisonnement constitue la principale différence entre cette étude et d'autres publiées auparavant, consacrés aussi à démontrer le potentiel de l'imagerie METEOSAT-IR comme estimateur du contenu de poussière désertique en suspension. Le procédé disponible actuellement (Legrand *et al.*, 1989; Legrand & Desbois, 1989) fait appel à la détermination expérimentale de la dépendance entre les luminances émergentes dans la région  $10.5 - 12.5 \mu\text{m}$  et le contenu en aérosol, traduit par la respective épaisseur optique pour une longueur d'onde située dans

---

<sup>4</sup>première expérience sur le terrain du projet "Sources et Transport d'Aérosols en Régions Sahéliennes"

la région visible du spectre, à son tour estimée à partir de la réalisation de mesures photométriques au niveau du sol. L'exploitation quantitative de l'imagerie METEOSAT-IR serait basée, en suivant ce procédé, sur l'application des résultats obtenus dans des conditions particulières (temps et espace) pour les plusieurs paramètres impliqués: époque de l'année, contenu total et répartition verticale de la concentration en vapeur d'eau, type de surface au sol, type d'aérosol, et répartition verticale de la concentration des particules en suspension. A ce propos, le tableau 1 de Legrand & Desbois (1989) nous renseigne sur l'ordre de grandeur de l'impact total de deux conditions particulières distinctes. La généralisation des résultats particuliers sur les échelles du temps et de l'espace ne doit pas être envisagée dans ce sujet, et ce point de vue renforce l'intérêt apporté à la mise en oeuvre d'une voie d'investigation consistant à simuler les processus physiques impliqués.

La voie entreprise dans le présent mémoire ne fait appel à des évaluations du contenu en aérosol dans l'atmosphère qu'au moment de les comparer aux résultats issus de l'interprétation des données satellitaires. Une telle stratégie peut être critiquée puisque l'analyse des luminances émergentes est basée uniquement sur l'utilisation de moyens de calcul (les modélisations météorologique et radiative) et, en plus, n'en retenant que les profils verticaux de température correspondants à des situations reproductibles sur vingt-quatre heures pour le système sol – atmosphère. Cette stratégie peut être aussi vue comme une tentative de bâtir un procédé d'analyse quantitative des données METEOSAT-IR en termes du contenu en aérosol dont l'établissement soit indépendant de la réalisation des mesures photométriques sur le terrain. Cette discussion est poursuivie dans le chapitre final, le sixième, à la lumière des résultats obtenus.

La variabilité naturelle des paramètres associés à la présence des poussières d'origine désertique en suspension peut être expliquée par la complexité des processus de génération, de transport et de dépôt de ces particules. Les propriétés physico-chimiques de l'aérosol sont soumises à des modifications au long des échelles du temps et de l'espace — p.ex., les particules plus grosses sont en principe les premières à retourner au niveau du sol une fois soulevées —, en donnant suite à des modifications sur les paramètres optiques de l'ensemble des particules en suspension (p.ex.: d'Almeida, 1987; Westphal *et al.*, 1987). L'étude présentée ici prend en compte cet aspect du problème sous la forme d'une analyse "en fourchette", retenant deux descriptions jugées extrêmes pour l'aérosol désertique — les modèles *background* et *dust storm* proposés par Longtin *et al.* (1988a, 1988b). Les résultats obtenus avec ces deux modèles constitueraient, en première approximation, les limites supérieure et inférieure (ou l'inverse selon le paramètre) pour les conditions possibles d'être rencontrées dans la nature. Ce raisonnement est appliqué au cours des toutes les étapes de l'étude, dès les simulations avec le modèle de méso-échelle et le code LOWTRAN-7 (en introduisant les paramètres optiques respectifs) jusqu'aux

comparaisons présentées à la fin du cinquième chapitre, entre les mesures photométriques réalisées sur le terrain et l'interprétation de l'imagerie METEOSAT-IR en termes de la présence d'aérosol désertique.

— ★ —

**Chapitre 2 –  
Obtention de Cycles Diurnes  
Reproductibles avec un  
Modèle Météorologique  
de Méso-Echelle**

## Introduction

L'évaluation de l'influence de l'aérosol sur les composantes du bilan radiatif ou sur les profils verticaux de température requiert, logiquement, la connaissance des valeurs de ces grandeurs physiques dans une situation démunie d'aérosol. Un tel objectif serait difficile à atteindre s'il était entièrement basé sur l'exploitation de données expérimentales, puisque ces mêmes grandeurs varient au cours du temps, vu que les réponses thermiques du système sol – atmosphère ne sont pas immédiates lorsque les paramètres en jeu (tels que le contenu en aérosol ou celui en vapeur d'eau) subissent des modifications. L'objectif en question peut être en principe atteint par la voie de la modélisation des processus physiques impliqués, parce que cette dernière permet de maintenir à volonté chacun des paramètres (aérosol et non-aérosol) du problème à des valeurs constantes.

L'impact de l'aérosol paraît plus simple à évaluer lorsque les grandeurs physiques analysées ne sont pas affectées par d'autres variables du problème (temps inclu). Une telle situation serait vérifiée par des cycles diurnes reproductibles sur vingt-quatre heures pour les températures dans le sol et dans l'atmosphère, et par des profils verticaux constants au cours du temps pour les concentrations en aérosol, en vapeur d'eau et en autres composants de l'atmosphère capables d'interagir significativement avec le rayonnement solaire et / ou tellurique. La dénomination "situations stationnaires" est ici appliquée à ces conditions, puisqu'elles pourraient être associées en première approximation à l'absence des phénomènes transitoires, au long desquels les grandeurs varient au cours du temps, sans se reproduire sur 24 heures. L'analyse de situations stationnaires a été retenue comme la voie principale d'évaluation de l'impact de l'aérosol désertique, étant donné que les résultats ainsi obtenus ne dépendraient que des valeurs associées aux paramètres en étude, en toute abstraction des phénomènes transitoires.

Néanmoins, l'interprétation d'un ensemble de résultats de cette nature n'offre qu'une vision limitée des processus impliqués: une comparaison entre deux situations stationnaires fournit la magnitude de la réponse que le système sol – atmosphère donnerait s'il avait une inertie thermique négligeable. Les réponses réelles de ce système ne sont pas instantanées vu que (a) les changements de température dépendent, sous la forme de constantes de temps et de chaleurs spécifiques, des propriétés des matériaux concernés, (b) les différents sous-systèmes en jeu sont associés à des constantes de temps dis-

tinctes, et (c) les interactions entre les sous-systèmes ralentit la réponse globale. La multitude des situations non-stationnaires possibles d'être rencontrées rend coûteuse la réalisation d'une analyse systématique de leur influence sur les profils de température, comme celle basée sur la comparaison entre différentes situations stationnaires et entreprise dans notre troisième chapitre.

L'étude des phénomènes transitoires est ici effectuée sous la forme d'une analyse de cas particuliers, sélectionnés de façon à mettre en évidence les difficultés et les possibilités concernant l'estimation du contenu en aérosol à partir de l'interprétation des données acquises dans la région spectrale 10.5 – 12.5  $\mu\text{m}$  par les satellites de la série METEOSAT. Cette étude est présentée dans notre cinquième chapitre, dans le double objectif d'évaluer, en première approximation, (a) la réponse du système durant l'occurrence de telles situations et (b) l'influence des réponses transitoires sur l'identification de la présence des poussières désertiques à partir de l'imagerie METEOSAT-IR.

Ce chapitre et le suivant sont consacrés à l'évaluation de l'influence de l'aérosol désertique sur les composantes du bilan radiatif et sur les profils de température à la proximité du niveau de la surface du sol, en faisant appel à des cycles diurnes reproductibles sur 24 heures pour les grandeurs en jeu. La séparation de cette étude en deux chapitres permet une présentation plus claire des résultats concernant (a) l'établissement et le test de la démarche d'utilisation du modèle météorologique (chapitre 2) et (b) l'analyse de l'influence de l'aérosol proprement dite (chapitre 3). L'évaluation de cette influence constitue d'une part un thème de recherche en soi, étant donné que le rôle joué par les particules en suspension dans l'atmosphère dépend de leurs propriétés physico-chimiques. D'autre part, cette étude représente une étape préliminaire aux analyses faites au cours des derniers chapitres de ce mémoire à propos de l'utilisation de l'imagerie METEOSAT-IR comme moyen de télédétection quantitative du contenu en poussières d'origine désertique en suspension.

Le sous-chapitre 2.1 présente de façon générale le modèle de méso-échelle employé dans ce mémoire, celui mis au point par Mahrer & Pielke (1978), ainsi que les adaptations opérées par Cautenet *et al.* (1992) sur sa version originale. Le sous-chapitre 2.2 établit les critères d'utilisation de ce modèle pour l'obtention de cycles diurnes reproductibles. Les derniers sous-chapitres discutent deux aspects concernant les résultats obtenus par une telle démarche, d'une part l'association entre les cycles reproductibles et l'équilibre le bilan énergétique du système sol – atmosphère (2.3), d'autre part l'influence du choix effectué à propos de la condition initiale appliquée au tout début de la période de simulation de plusieurs jours (2.4).

## 2.1 – Présentation du Modèle de Mésos-Echelle Utilisé

Un modèle météorologique constitue, avant tout, une représentation intégrée des principaux processus physiques ayant lieu au sein du système sol – atmosphère et capables d’influencer la condition météorologique (le temps présent). Les notions fondamentales concernant ces processus peuvent être rencontrées dans les monographies consacrées à la météorologie générale (p.ex.: Triplet & Roche, 1986). La notion de méso-échelle correspondrait à une classe intermédiaire de phénomènes atmosphériques, dont l’interprétation et la modélisation requerraient l’inclusion des effets du frottement au niveau du sol (secondaires dans la description des phénomènes synoptiques tels que les fronts) aussi bien que les effets dus à la rotation de la planète (secondaires dans la description des phénomènes micro-météorologiques, comme le processus de mélange turbulent à la sortie d’une cheminée). Les circulations liées à la brise de mer — associées à des échelles spatiales entre la dizaine et la centaine de kilomètres, et temporelles entre quelques heures et une journée — constitueraient un exemple de ce type de phénomène. Il ne s’agit pas d’une échelle atmosphérique en soi-même, ni d’une rupture entre la micro-échelle et l’échelle synoptique (ou grande échelle), puisque tous ces phénomènes sont décrits par le même système d’équations (Lovejoy *et al.*, 1993). La méso-échelle constitue une notion d’ordre pédagogique.

Les processus physiques concernés par la modélisation météorologique dépendent les uns des autres par l’intermédiaire de la mécanique des fluides, de la thermodynamique et du transfert radiatif. Cette situation est matérialisée par un système d’équations différentielles couplées, reliant les variations spatiales et temporelles des inconnues indépendantes du problème: température, pression, composantes du vent, concentration en vapeur d’eau. Le couplage et la non-linéarité des équations de la mécanique des fluides — comme celles que décrivent les composantes du vent — rendent pratiquement impossible toute solution analytique, exception faite à certains problèmes particuliers et extrêmement simples. L’obtention d’une solution correspondant à un problème réel (c’est-à-dire, un des ceux qui ont un rapport suffisamment étroit avec les observations) requiert l’application de méthodes numériques: la recherche des solutions est alors faite sur une grille spatiale et selon une succession discrète d’instantes de temps. Les variables spatiales et temporelles, continues, sont remplacées par leurs homologues discrètes; dans les équations, les dérivés partiels du type  $\partial A(x)/\partial x$  sont remplacées par leurs approximations respectives en différences finies  $\Delta A/\Delta x$ . Les équations aux différences finies sont ensuite intégrées dans le temps sur toute la grille spatiale à partir d’une condition initiale choisie au préalable, tout en respectant un certain nombre de conditions limites. La nature de la démarche — non-analytique, habituellement basée sur de gros moyens de calcul, peuplée de critères concernant

la convergence et la stabilité des méthodes utilisées — explique l’association (souvent implicite) de l’adjectif “numérique” au terme “modèle météorologique” (1).

### 2.1.1 – Modélisation météorologique de méso-échelle

Le modèle météorologique employé dans ce mémoire (Mahrer & Pielke, 1978) constitue la suite des versions précédentes développées et validées par R.A. Pielke et Y. Mahrer, dont l’objectif était la compréhension des phénomènes intervenant dans l’occurrence des brises de mer dans le sud de la Floride (Etats-Unis d’Amérique). Les principaux aspects de cette modélisation sont rappelés ci-dessous; certains d’entre eux sont l’objet de réflexion, soit en raison de leur importance, soit dans le souci d’éclairer le chemin d’un lecteur non initié à ce sujet. Une synthèse alternative à propos de ce même modèle peut être trouvée dans le mémoire de S. Cautenet (1988, pp.178-188).

Le raisonnement fondamental de cette modélisation a été décrit par Pielke (1974). Il s’agit d’un ensemble de moyens consacrés à l’estimation de la distribution spatio-temporelle de six variables dépendantes au cours du temps et sur l’ensemble du système sol – atmosphère étudié, tout en respectant l’importance relative “en méso-échelle” des phénomènes physiques pertinents. Ces variables (ou inconnues du problème) sont les suivantes:

- les trois composantes orthogonales du vent,  $u$  (dite zonale, selon la direction Est-Ouest ou  $x$ , positive vers l’Est),  $v$  (dite méridionale, selon la direction Nord-Sud ou  $y$ , positive vers le Nord), et  $w$  (dite verticale, selon  $z$ , positive vers le haut);
- l’humidité spécifique de l’air,  $q$ , définie comme le quotient entre la masse en vapeur d’eau et la masse totale de l’air humide contenues toutes les deux dans une même particule d’air;
- la température potentielle de l’air,  $\theta$ , définie comme la température prise par une particule d’air sec amenée adiabatiquement au niveau de 1000  $hPa$ , c’est-à-dire sans subir des échanges de chaleur avec l’environnement; et
- la pression atmosphérique  $P$ , exprimée sous la forme de la fonction d’Exner  $\pi$  donnée par:

$$\pi = C_p \cdot \left( \frac{P}{P_o} \right)^{R/C_p} ,$$

---

<sup>1</sup>Ce paragraphe ne donne, en fait, qu’une idée générale des difficultés pratiques auxquelles est confronté tout modélisateur des problèmes comme celui dont il est question ici. Le lecteur trouvera des éclaircissements fondamentaux dans les monographies pédagogiques sur le sujet, comme celles de Phillips (1973) et de Holton (1979, chapitre 8).

$P_o$ ,  $R$  et  $C_p$  dénotant respectivement la valeur de référence pour la pression au niveau du sol, la constante spécifique de l'air et la chaleur massique à pression constante de celui-ci.

Ces variables dépendent les unes des autres de même qu'elles sont fonction du temps  $t$  et de la position  $(x, y, z)$  à l'intérieur du système étudié. Leurs champs spatio-temporels  $A(x, y, z; t)$  (génériques) peuvent être interprétés comme la superposition de trois composantes, associées à des "classes" de phénomènes distincts:

$$A(x, y, z; t) = \hat{A}(x, y, z; t) + \tilde{A}(x, y, z; t) + A'(x, y, z; t) . \quad (2.1)$$

Cette séparation est, comme la notion de méso-échelle, d'ordre pratique, car les phénomènes en question sont régis par les mêmes équations. La composante  $A'$  constitue le champ de perturbations, associé à des fluctuations rapides autour du champ  $\hat{A} + \tilde{A}$ . L'intégration spatio-temporelle du champ  $A'(x, y, z; t)$  sur chaque élément  $(\Delta x, \Delta y, \Delta z; \Delta t)$  de la grille est supposée nulle, d'où son interprétation comme composante aléatoire du champ total  $A$ . Le rayon d'action des processus physiques responsables de  $A'$  est inférieur à la distance entre deux noeuds successifs de la grille employée pour la discrétisation des équations pertinentes, et comme résultat l'impact des processus de ce type ne peut pas être obtenu par l'intégration des équations discrétisées. Ces processus correspondent, dans le cas d'une modélisation de méso-échelle, aux échanges turbulents de masse et de chaleur, et même l'adoption de la démarche habituelle chez les météorologues — l'emploi de paramétrisations "de sous-grille" — n'est capable de fournir, en fin de compte, que l'ordre de grandeur de l'impact de ces phénomènes. Le champ  $(A - A')$ , appelé déterministe puisque accessible à partir de l'intégration des équations pertinentes, est fréquemment présenté comme une seule entité et non comme une somme de deux composantes  $(\hat{A} + \tilde{A})$ . Dans le contexte d'un modèle de méso-échelle, la présentation  $(\hat{A} + \tilde{A})$  est convenable parce qu'elle permet une séparation entre (a) les processus dont les effets sont pratiquement uniformes tout au long de la grille employée et presque indépendants du temps au cours de la période d'intégration  $(\hat{A})$  et (b) les processus dont les échelles spatio-temporelles présentent un ordre de grandeur semblable à la résolution spatio-temporelle du modèle  $(\tilde{A})$ . Cette séparation entre les champs  $\hat{A}$  et  $\tilde{A}$  permet aussi la réinitialisation des conditions limites au cours de la période de simulation, comme celles associées à la grande échelle.

Un modèle de méso-échelle a pour but l'estimation du champ  $\tilde{A}(x, y, z; t)$  pour chacune des six variables dépendantes, faisant appel à une grille spatio-temporelle sur laquelle les équations fondamentales soient, une fois discrétisées, capables de fournir des solutions compatibles aux observations faites sur le phénomène étudié. L'adoption de la décomposition (2.1) permet de relativiser l'importance (a) des processus qui ont lieu à l'échelle synoptique, comme si leurs effets étaient les mêmes sur

plusieurs éléments de grille (ou sur la grille entière), et (b) de ceux qui correspondent à des échelles spatio-temporelles trop inférieures à la résolution du modèle. Opérationnellement, les premiers sont incorporés aux conditions initiales et limites, tandis que les derniers sont pris en compte au moyen de paramétrisations.

Les inconnues du problème ( $u, v, w, q, \theta$  et  $\pi$ ) sont reliées par l'intermédiaire de six équations différentielles couplées: les trois composantes de l'équation du mouvement (une pour chaque direction: zonale, méridionale et verticale), l'équation de la conservation de l'humidité spécifique, l'équation thermodynamique et l'équation hydrostatique. L'équation du mouvement constitue l'application du deuxième principe de Newton à une atmosphère en rotation uniforme. Cette équation, vectorielle, associe l'accélération relative (à la planète) d'une particule d'air au bilan de plusieurs forces: les forces de pression, le poids, les forces de frottement et la "force" (apparente) de Coriolis. La conservation de l'humidité spécifique établit la redistribution (entre les différentes couches d'air) de la vapeur d'eau évaporée au sol, tout en représentant un cas particulier du cycle hydrologique de l'atmosphère: le modèle météorologique employé ici ne tient compte ni des processus de condensation ou d'évaporation de gouttelettes en suspension, ni des processus puits tels que la déposition de rosée en fin de nuit. L'équation thermodynamique exprime le bilan entre trois apports / puits de chaleur, par l'application du premier principe à des condition diabatiques (ou non-adiabatiques); la variation locale de la température potentielle de l'air est en conséquence donnée comme résultat de la somme (a) du taux de refroidissement radiatif, (b) de l'advection (transport) par le vent, et (c) des effets de la diffusion turbulente de chaleur sensible. L'équation hydrostatique résulte de l'acceptation d'une hypothèse assez courante en météorologie synoptique, selon laquelle l'accélération verticale serait beaucoup plus faible que la composante verticale des forces de gradient de pression; celle-ci serait en conséquence équilibrée par le poids des particules d'air en question.

L'application de la décomposition (2.1) à ces équations résulte en un système d'équations différentielles encore plus complexe, étant donné l'occurrence simultanée des trois échelles de phénomènes. La discussion d'un exemple nous semble convenable. L'équation thermodynamique est couramment présentée sous la forme suivante:

$$\frac{d\theta}{dt} = \frac{\partial\theta}{\partial t} + u \cdot \frac{\partial\theta}{\partial x} + v \cdot \frac{\partial\theta}{\partial y} + w \cdot \frac{\partial\theta}{\partial z} = \left( \frac{\partial\theta}{\partial t} \right)_{rad} , \quad (2.2)$$

$(\partial\theta/\partial t)_{rad}$  indiquant le taux de refroidissement radiatif traduit en variation de la température potentielle de l'air:

$$\left( \frac{\partial\theta}{\partial t} \right)_{rad} = \left( \frac{1000}{P} \right)^{R/C_p} \times \left( \frac{\partial T}{\partial t} \right)_{rad} , \quad (2.3)$$

$P$  dénotant la valeur en  $hPa$  de la pression atmosphérique au niveau vertical d'intérêt. L'application de la décomposition (2.1) aux valeurs totales  $\theta$  de la température potentielle de l'air permet que cette équation soit réécrite comme:

$$\begin{aligned} \frac{\partial(\hat{\theta} + \tilde{\theta} + \theta')}{\partial t} + (\hat{u} + \tilde{u} + u') \cdot \frac{\partial(\hat{\theta} + \tilde{\theta} + \theta')}{\partial x} + (\hat{v} + \tilde{v} + v') \cdot \frac{\partial(\hat{\theta} + \tilde{\theta} + \theta')}{\partial y} + \\ + (\hat{w} + \tilde{w} + w') \cdot \frac{\partial(\hat{\theta} + \tilde{\theta} + \theta')}{\partial z} = \left( \frac{\partial \theta}{\partial t} \right)_{rad} \end{aligned} \quad (2.4)$$

Le terme  $(\partial \theta / \partial t)_{rad}$  n'est pas concerné par cette opération puisque le profil vertical des composantes du bilan radiatif est déterminé par les profils de température de l'air et de concentration en vapeur d'eau obtenus comme résultats des simulations effectuées avec le modèle. L'intégration des champs de perturbation  $\theta'$ ,  $u'$ ,  $v'$  et  $w'$  sur chaque élément de la grille spatio-temporelle fournit des valeurs nulles, étant donné la nature aléatoire de ces contributions aux champs  $\hat{\theta} + \tilde{\theta}$ ,  $\hat{u} + \tilde{u}$ ,  $\hat{v} + \tilde{v}$  et  $\hat{w} + \tilde{w}$ . Les termes de l'équation (2.4) associés à des perturbations isolées (tels que  $\partial \theta' / \partial t$  ou  $u' \cdot \partial \hat{\theta} / \partial x$ ) peuvent en conséquence être abandonnés. En revanche, les termes considérant des produits entre perturbations ne sont pas nécessairement négligeables, puisque les deux variations aléatoires en jeu peuvent être corrélées l'une à l'autre. A titre d'exemple, le produit  $w' \cdot \partial \theta' / \partial z$  tient compte de deux variations dont les signes sont fréquemment opposés; rappelons (a) l'association entre le transport turbulent ascendant,  $w' > 0$ , et les perturbations thermodynamiques ayant lieu dans le sens d'instabiliser la colonne d'air,  $\partial \theta' / \partial z < 0$ , et (b) l'association réciproque. Les valeurs moyennes de tels termes sur chaque élément de la grille employée sont couramment paramétrisées sous la forme de flux:

$$\overline{\left( w' \cdot \frac{\partial \theta'}{\partial z} \right)} \simeq \frac{\partial}{\partial z} \overline{(w' \cdot \theta')} = - \frac{\partial}{\partial z} \left( K_z^\theta \cdot \frac{\partial \tilde{\theta}}{\partial z} \right) \quad (2.5)$$

pour l'exemple donné,  $K_z^\theta$  dénotant le coefficient de diffusion (ou d'échange) turbulente de chaleur sensible correspondant à la direction verticale. Ces coefficients sont à leur tour écrits en termes de variations spatiales associées à l'échelle immédiatement supérieure (Pielke & Mahrer, 1975). L'équation (2.4) est enfin soumise à une série d'hypothèses sur le problème à résoudre, en rendant encore plus particulières les solutions obtenues à la fin des simulations. Les hypothèses pertinentes au modèle météorologique en question sont précisées ci-dessous.

- Le champ synoptique  $\hat{\theta}$  suit l'équation thermodynamique valable dans des conditions adiabatiques, c'est-à-dire le transfert radiatif n'est pas considéré comme une source de chaleur signi-

ficative pour les phénomènes atmosphériques de grande échelle:

$$\frac{d\hat{\theta}}{dt} = \frac{\partial\hat{\theta}}{\partial t} + \hat{u} \cdot \frac{\partial\hat{\theta}}{\partial x} + \hat{v} \cdot \frac{\partial\hat{\theta}}{\partial y} + \hat{w} \cdot \frac{\partial\hat{\theta}}{\partial z} = 0 . \quad (2.6)$$

- Le champ synoptique  $\hat{\theta}$  est supposé barotrope, c'est-à-dire associé à l'absence des variations horizontales de la température, en faisant abstraction complète des distributions latitudinales / longitudinales dues à l'ensoleillement ou aux contrastes géographiques terre / mer en grande échelle:

$$\frac{\partial\hat{\theta}}{\partial x} = \frac{\partial\hat{\theta}}{\partial y} = 0 . \quad (2.7)$$

- Le mouvement vertical est considéré absent en grande échelle:

$$\hat{w} = 0 . \quad (2.8)$$

L'équation (2.4) peut enfin être réécrite sous la forme prise en compte dans les étapes suivantes de la modélisation:

$$\begin{aligned} \frac{\partial\bar{\theta}}{\partial t} = & -(\hat{u} + \bar{u}) \cdot \frac{\partial\bar{\theta}}{\partial x} - (\hat{v} + \bar{v}) \cdot \frac{\partial\bar{\theta}}{\partial y} - \bar{w} \cdot \frac{\partial(\hat{\theta} + \bar{\theta})}{\partial z} + \\ & + \frac{\partial}{\partial x} \left( K_x^\theta \cdot \frac{\partial\bar{\theta}}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( K_y^\theta \cdot \frac{\partial\bar{\theta}}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( K_z^\theta \cdot \frac{\partial(\hat{\theta} + \bar{\theta})}{\partial z} \right) + \left( \frac{\partial\theta}{\partial t} \right)_{rad} . \end{aligned} \quad (2.9)$$

Les autres équations du système en question — celles du mouvement, de la conservation de l'humidité spécifique et l'hydrostatique — subissent la même série d'étapes. Quatre de ces équations sont prognostiques, la variable temps étant appelée dans les dérivées partielles  $\partial\bar{u}/\partial t$ ,  $\partial\bar{v}/\partial t$ ,  $\partial\bar{q}/\partial t$  et  $\partial\bar{\theta}/\partial t$ . Les deux autres inconnues du problème ( $\bar{w}$  et  $\bar{\pi}$ ) sont exprimées en fonction de ces quatre premières par deux équations relativement simples, déduites de l'équation hydrostatique et de l'équation du mouvement vertical pour un fluide incompressible:

$$\frac{\partial\bar{\pi}}{\partial z} = \frac{g \cdot \bar{\theta}}{\hat{\theta}^2} \quad (2.10)$$

$$\frac{\partial\bar{w}}{\partial z} = -\frac{\partial\bar{u}}{\partial x} - \frac{\partial\bar{v}}{\partial y} , \quad (2.11)$$

où  $g$  dénote l'accélération de la pesanteur. Ces deux équations sont dites diagnostiques, puisque la variable temps n'y intervient pas.

L'application de la décomposition (2.1) aux équations différentielles de départ a donné origine à un deuxième système couplé, plus complexe sur le plan analytique mais mieux adapté à l'application des techniques numériques requises pour l'obtention des solutions du problème. Les choix adoptés pour la discrétisation de chacune des six inconnues ( $\tilde{u}$ ,  $\tilde{v}$ ,  $\tilde{q}$ ,  $\tilde{\theta}$ ,  $\tilde{w}$  et  $\tilde{\pi}$ ) ont été décrits et justifiés par Pielke (1974); ces choix ne sont pas les mêmes d'une inconnue à l'autre, et différents sur les grilles verticale et horizontale. Les dérivées partielles pertinentes aux six équations sont remplacées par des différences finies, exception faite à certaines d'entre elles, associées à des conditions limites (telles que la valeur du taux de variation verticale de température potentielle de l'air en échelle synoptique,  $\partial\hat{\theta}/\partial z$ ). Deux autres équations sont prises en compte, (a) celle qui permet d'évaluer la hauteur du "sommet" matériel de l'atmosphère représentée à l'intérieur du modèle (paramètre pertinent à la continuité en masse d'air, correspondant à des valeurs semblables à la hauteur associée au dernier niveau de la grille verticale adoptée), et (b) l'équation de conduction de chaleur dans le sol. Les inconnues considérées dans ces deux équations ne sont pas soumises à la décomposition (2.1). L'intégration des huit équations est faite en obéissant à des compromis sur la stabilité et la convergence des méthodes numériques employées, tout en respectant les conditions limites dont l'obtention des solutions fait appel.

Les conditions limites peuvent être classées en latérales / verticales (selon le plan au long duquel elles sont appliquées) ou encore en absolues / différentielles (selon la grandeur physique concernée: des valeurs  $\tilde{A}$  ou des variations  $\partial\tilde{A}/\partial x$ ). Leur importance n'a pas besoin d'être soulignée: les solutions obtenues en dépendent, en toute analogie avec les constantes d'intégration d'une équation différentielle. Les trois composantes de la vitesse du vent sont nulles au sol tandis que les deux horizontales obéissent, au niveau plus haut de la grille verticale du modèle, au bilan géostrophique (c'est-à-dire l'équilibre entre les forces de gradient de pression et la force de Coriolis). Les conditions aux frontières latérales sont établies de façon à rendre nuls les effets possibles de l'éventuelle advection horizontale de vapeur d'eau et de chaleur sensible. Plusieurs conditions limites absolues (telles que la teneur en humidité dans le sol ou l'altitude du site d'intérêt par rapport au niveau de la mer) sont précisées selon les particularités du problème en question.

L'initialisation (ou le démarrage) de la période de simulation demande l'adoption d'une condition initiale, ou d'un ensemble de choix effectués à propos des valeurs prises en compte au premier instant de temps de la période de simulation. Les équations discrétisées sont intégrées à partir de telles valeurs initiales, en rendant les solutions du problème dépendantes de leur choix. Le modèle en question peut être initialisé aussi bien au lever qu'au coucher de soleil et ces deux possibilités sont associées à des ruptures au cours de l'évolution diurne de la couche limite planétaire, région de l'atmosphère dont la structure dépend de l'action des forces de frottement mais aussi du cycle d'ensoleillement.

D'autres aspects de ce modèle de méso-échelle n'ont pas été l'objet de discussion au cours des paragraphes précédents, puisqu'ils correspondent soit à des possibilités de simulation non-exploitées dans le présent mémoire, tels que l'inclusion de la topographie (Mahrer & Pielke, 1975), soit à des particularités méthodologiques dont l'analyse demanderait d'être justifiée. Le lecteur est prié de se rapporter à ce propos aux documents originaux concernant (a) la paramétrisation adoptée pour les processus turbulents ayant lieu à l'intérieur de la couche limite planétaire (Pielke & Mahrer, 1975), (b) l'algorithme itératif d'évaluation de la température de surface du sol à partir de l'imposition de l'équilibre entre les composantes du bilan d'énergie à ce niveau (Mahrer & Pielke, 1977a) et, parmi d'autres, (c) l'évaluation des termes advectifs (tels que  $\hat{u} \cdot \partial \tilde{\theta} / \partial x$ ) et ceux de diffusion turbulente (tels que  $\partial (K_z^{\theta} \cdot \partial \tilde{\theta} / \partial z) / \partial z$ ) par l'intermédiaire de procédés numériques fort sophistiqués (Mahrer & Pielke, 1978). L'algorithme d'évaluation des composantes du bilan radiatif constitue l'objet de la section 2.1.2 à suivre dans ce même sous-chapitre.

La version de ce modèle qui est employée dans le présent mémoire correspond aux spécificités justifiées par Cautenet *et al.* (1992), dont les principales sont l'imposition d'une surface plane uniforme au niveau du sol et l'adoption d'une structure bi-directionnelle, tout en imposant l'absence de variations latitudinales (telles que  $\partial \tilde{\theta} / \partial y$ ) et en retenant la composante méridionale du vent. La grille spatiale est constituée par 21 noeuds horizontaux (un tous les 20 km) et de 22 verticaux (onze dans le sol: 104.54, 84.54, 64.54, 44.54, 24.54, 14.54, 8.54, 4.54, 2.54 et 1.04 cm de profondeur; la surface du sol; et dix dans l'atmosphère: 2, 10, 100, 300, 700, 1200 m, 2, 3, 4, 5 et 6 km de hauteur). Le pas d'intégration dans le temps ( $\Delta t$ ) vaut trois minutes, en représentant un compromis entre plusieurs aspects liés à la résolution numérique du problème. L'algorithme original des calculs astrométriques a été modifié, en faisant appel à des approximations plus précises pour les variations annuelles de la déclinaison solaire et de la distance Terre-Soleil. Les résultats sont présentés en considérant le temps local au Méridien de Greenwich; ainsi, toute comparaison entre simulations et mesures doit tenir compte des décalages en longitude.

Le tableau 2.1 affiche les valeurs prises en compte tout au long de ce mémoire pour les conditions limites non-nulles et pour certains paramètres qui ne sont soumis à aucun test de sensibilité au cours de notre étude. D'autres paramètres en revanche sont soumis à plusieurs tests: les propriétés radiatives de la surface au niveau du sol (réflectance moyenne sur le domaine des courtes longueurs d'onde, émissivité moyenne sur le domaine des grandes longueurs d'onde), les profils de concentration en vapeur d'eau et en aérosol (voir la section 2.1.2); dans ces cas-là, les choix adoptés sont rappelés à chaque présentation de résultats. Un troisième groupe de paramètres demeure constant sur la presque totalité des simulations réalisées avec le modèle dans le cadre de ce mémoire: il s'agit (a) de

la date, facteur contrôlant l'ensoleillement, (b) des profils verticaux pertinents à la condition initiale appliquée au début de la période de simulation, (c) de l'humidité relative dans le sol, facteur contrôlant l'évaporation, et (d) de la longueur de rugosité du sol, associée aux processus turbulents de transfert de masse et de chaleur. Les choix effectués à ces propos sont affichés dans la tableau 2.2, en cohérence avec les conditions li-mites retenues (tableau 2.1). L'ensemble correspond aux situations rencontrées lors de la réalisation de l'expérience ECLATS (Druilhet & Tinga, 1982; Cautenet *et al.*, 1992). Le présent texte ne fait mention de ce troisième groupe de paramètres que pour signaler leurs modifications éventuelles.

conditions limites	valeurs prises
température à 104.5 cm de profondeur	309.25 K
température potentielle à 6 km de hauteur	327.15 K
$\partial\hat{\theta}/\partial z$ à 6 km de hauteur	4 K.km <sup>-1</sup>
paramètres	valeurs prises
densité du sol	1407 kg.m <sup>-3</sup>
chaleur spécifique du sol	1590 J.kg <sup>-1</sup> .K <sup>-1</sup>
diffusivité thermique du sol	2 × 10 <sup>-7</sup> m <sup>2</sup> .s <sup>-1</sup>
latitude	14° Nord
altitude	230 m

Tableau 2.1: valeurs retenues pour les conditions limites non-nulles et pour certains paramètres de la modélisation tout au long de ce mémoire.

paramètres	valeurs prises
date	20 Novembre
condition initiale	d'après Legrand <i>et al.</i> (1992)
humidité relative dans le sol	1 %
longueur de rugosité de la surface	10 <sup>-3</sup> m

Tableau 2.2: valeurs retenues pour certains paramètres de la modélisation sur la presque totalité des résultats analysés dans ce mémoire. Les exceptions seront rappelées au moment adéquat.

Deux modifications ont été opérées sur la version du modèle employée par Cautenet *et al.* (1992), dans l'objectif de rendre faisable l'obtention de cycles reproductibles sur 24 heures pour la température de surface du sol au bout de quelques jours de simulation. La première a consisté à éliminer les distributions horizontales entre deux instants successifs d'intégration des équations dans le temps, n'en retenant que les valeurs moyennes des inconnues  $\bar{u}$ ,  $\bar{v}$ ,  $\bar{q}$ ,  $\bar{\theta}$ ,  $\bar{w}$  et  $\bar{\pi}$ , sans prendre en compte les résultats obtenus aux noeuds les plus proches des frontières de la grille. La deuxième modification a consisté à augmenter la valeur associée au filtre de Long, un des filtres numériques utilisés par Mahrer & Pielke (1978) dans l'objectif de minimiser les principaux effets induits par la discrétisation des équations différentielles en jeu. Ces effets, bien étudiés dans certains cas relativement simples, peuvent donner naissance à des solutions fortement contaminées par des "ondes numériques", sans aucune signification physique. L'application de la valeur choisie par Cautenet *et al.* (1992) — 0.07 — s'est montrée insatisfaisante dans la recherche de situations stationnaires sous des contenus en vapeur d'eau relativement élevés (de l'ordre de  $3 \text{ g.cm}^{-2}$  ou plus): le sommet de la couche limite planétaire montrait, au bout de quatre cycles diurnes de simulation, des ondulations dont l'amplitude atteignait plusieurs kilomètres sur l'ensemble de la grille horizontale. La simple augmentation de la valeur du filtre de Long (à 0.28) a fourni des résultats plus raisonnables pour les conditions du problème, c'est-à-dire des ondulations dont l'amplitude ne dépasse pas le mètre, semblables à celles obtenues avec des contenus en vapeur d'eau plus réduits. La valeur de 0.28 a été maintenue pour toutes les simulations effectuées.

Les seuls résultats retenus pour les analyses présentées au cours de ce mémoire sont ceux correspondant au centre de la grille horizontale, aux heures entières en temps local. L'ensemble de résultats comprend, outre les profils verticaux des six inconnues (vent, température, concentration en vapeur d'eau, pression), les composantes du bilan radiatif et celles du bilan énergétique au niveau du sol: flux turbulents de chaleur sensible et de chaleur latente, et le flux de conduction vers le sol.

Un lecteur moins avisé nous demanderait le pourquoi de l'utilisation d'un modèle météorologique tri-dimensionnelle si l'intérêt final consiste à estimer de: profils verticaux au centre de la grille spatiale et dans des situations reproductibles sur 24 heures. Le même type de résultat pourrait être obtenu à l'aide d'un modèle radiatif-convectif (p.ex.: Smith, 1983), sensiblement moins coûteux en temps de calcul et capable aussi de prendre en compte l'occurrence d'aérosol. Ce dernier type de modèle présente des limites, telles que (a) l'imposition d'une valeur critique pour le taux de variation verticale de la température de l'air, et (b) l'absence complète de stockage d'énergie dans le système sol —

atmosphère, rendant celui-ci obligé de répondre instantanément aux contraintes auxquelles il est soumis. L'utilisation d'un modèle de méso-échelle permet l'obtention des résultats en régime transitoire (donc non-équilibrés), sans faire appel à des valeurs critiques pour les solutions du problème. En plus, la structure bi-dimensionnelle employée ici offre la possibilité, inexistante chez les modèles radiatif-convectifs, d'évaluer les termes d'échange turbulent en suivant une démarche capable de fournir des résultats satisfaisants avec les observations.

### 2.1.2 – Codes radiatifs employés

Les paramétrisations prises en compte pour évaluer les composantes du bilan radiatif dans la version originale du modèle météorologique ici employé ont été décrites par Mahrer & Pielke (1977a). Il s'agit d'un procédé basé sur des formulations simples développées au cours des années 1960 et 1970, en exprimant les éclairagements solaire et tellurique en termes de principaux paramètres impliqués: réflectance et émissivité de la surface au niveau du sol, profils verticaux de température et des concentrations en vapeur d'eau et en dioxyde de carbone, position apparente du soleil. Les principaux défauts de ce procédé ont été mis en évidence auparavant, justifiant le remplacement de certaines formulations ou l'adoption de corrections, notamment pour l'évaluation des éclairagements associés au domaine des grandes longueurs d'onde (p.ex.: Garratt *et al.*, 1990).

Ce procédé n'a pas été considéré adéquat dans les étapes préalables à l'étude envisagée ici (Cautenet *et al.*, 1992; Legrand *et al.*, 1992), du fait que les paramétrisations qui y sont employées ont été établies en toute absence d'interaction entre le rayonnement solaire / tellurique et l'aérosol. Ces mêmes auteurs ont opéré le raccordement de deux codes radiatifs au modèle météorologique en question, dans l'objectif de combler une telle déficience. Les deux codes, relatifs respectivement aux domaines des courtes et des grandes longueurs d'onde, sont capables de tenir compte de l'occurrence d'un profil vertical quelconque de concentration en particules dans l'atmosphère. Cette possibilité n'est pas négligeable étant donné que l'aérosol désertique présente une répartition verticale dépendante d'une série de facteurs, et deux cas particuliers sont souvent rappelés dans la littérature parmi la multitude de situations possibles: (a) un profil uniforme en concentration de particules tout au long de la couche limite planétaire (typiquement le premier kilomètre au-dessus du sol), et (b) un profil caractérisé par un maximum relatif en altitude, entre 2 et 4 km au-dessus du sol. Un problème associé à l'occurrence d'un autre type de particule (fumée originaire des incendies dûs à un conflit nucléaire) dont le contenu serait réparti différemment (mais surtout dans la stratosphère, donc au-delà des limites de la représentation de l'atmosphère faite à l'intérieur de ce modèle de méso-échelle) a pu être résolu en suivant une

démarche plus simple: Garratt *et al.* (1990) ont (a) réduit l'éclairement solaire atteignant le niveau supérieur du modèle et (b) considéré une estimation de premier ordre pour le rayonnement émis par cette couche de fumée.

Cautenet *et al.* (1992) présentent une description succincte de ces deux codes radiatifs, dénommés respectivement SUNRAY et GBTDN à l'intérieur de la version du modèle météorologique employée ici. Les deux codes ont été développés au Laboratoire d'Optique Atmosphérique dans les années 1980. Le code SUNRAY (Fouquart & Bonnel, 1980) tient compte d'un seul intervalle spectral ( $0.250 - 4.0 \mu\text{m}$ ) pour l'évaluation des composantes du bilan radiatif des courtes longueurs d'onde. Le code GBTDN a été développé par Fravallo *et al.* (1981) dans le cadre de l'étude de l'impact radiatif de la couverture nuageuse, et ultérieurement adapté par Fouquart *et al.* (1987b) pour l'analyse de l'impact dû à l'aérosol. Ce code prend en compte 25 intervalles spectraux pour l'évaluation des composantes des grandes longueurs d'onde ( $4.0 - 250.0 \mu\text{m}$ ) du bilan radiatif.

Les codes SUNRAY et GBTDN demandent les mêmes paramètres d'entrée: profils verticaux de pression, de température de l'air et de concentration en vapeur d'eau et en particules, ainsi que les propriétés optiques de l'aérosol. Les deux codes fournissent comme résultat le profil des composantes du bilan radiatif tout au long de la grille verticale du modèle météorologique, entre le sol et la hauteur de  $6 \text{ km}$ . Ces évaluations d'éclairement tiennent compte des processus radiatifs ayant lieu à l'intérieur de la couche interposée entre cette grille et le sommet de l'atmosphère (placé à  $70 \text{ km}$  de hauteur): absorption et diffusion de lumière solaire, et émission de rayonnement tellurique. Les valeurs présentées dans ce mémoire pour le contenu intégré en vapeur d'eau prennent en compte cette dernière couche, dont les concentrations restent inchangées indépendamment des modifications subies par le système sol - atmosphère représenté entre le sol et  $6 \text{ km}$ .

L'évaluation de l'impact de l'aérosol désertique sur les éclaircissements et sur les températures à la proximité du sol (chapitre 3) et sur les luminances émergentes de la planète (chapitre 4) est effectuée en prenant en compte les deux modèles d'aérosol désertique décrits précédemment (section 1.3.3) d'après Longtin *et al.* (1988a, 1988b). La section suivante présente les procédés à l'aide desquels les propriétés optiques de ces deux modèles d'aérosol ont été adaptées à la résolution spectrale des codes radiatifs SUNRAY et GBTDN.

### 2.1.3 – Assimilation des modèles d'aérosol désertique de Longtin et al.

L'évaluation des composantes du bilan radiatif par l'intermédiaire d'un code ou d'un algorithme requiert la description des propriétés optiques des composants atmosphériques en tenant compte de la résolution spectrale avec laquelle les calculs pertinents sont effectués. L'assimilation d'un modèle d'aérosol (ou d'un modèle de nuage ou encore d'une base de données spectroscopiques) constitue une étape préliminaire aux calculs radiatifs, consacrée à l'adaptation des informations disponibles afin qu'elles puissent être correctement utilisées par le code en question. En pratique, une telle assimilation consiste à évaluer des valeurs moyennes, respectant la résolution spectrale du code et partant de celle correspondant à l'origine des informations d'intérêt. Ces valeurs moyennes doivent être obtenues en obéissant l'équivalence entre deux calculs faits par deux codes distincts, ou en faisant appel à deux résolutions spectrales distinctes. L'équivalence souhaitée semble être de plus en plus difficile à atteindre au fur et à mesure que les calculs correspondent à des régions spectrales de plus en plus larges, ou que les calculs soient effectués par des codes de plus en plus approchés. La littérature contient de nombreuses analyses du sujet, vu son intérêt pratique (possibilité d'effectuer rapidement des résultats en bon accord avec ceux fournis par des codes plus précis), notamment dans le cadre des modèles de circulation générale consacrés à la prévision du temps et à la simulation du climat (p.ex.: Morcrette & Foucart, 1985).

Ainsi, l'assimilation d'un modèle d'aérosol à un code radiatif consiste à chercher des valeurs équivalentes qui, une fois introduites dans ce code, seraient capables de fournir des évaluations correctes de la transmittance et de l'absorptance associées à chaque couche atmosphérique d'intérêt. A titre d'exemple, la valeur moyenne sur un intervalle spectral  $\Delta\lambda_j$  de la section efficace d'extinction  $\sigma_{ext}$  correspondant à une couche d'épaisseur géométrique  $\Delta z$  pourrait être évaluée à partir de l'équivalence en transmittance directe:

$$\exp[-\sigma_{ext}(\Delta\lambda_j).N(\Delta z).\Delta z] = \frac{1}{\Delta\lambda_j} \cdot \int_{\Delta\lambda_j} \exp[-\sigma_{ext}(\lambda).N(\Delta z).\Delta z].d\lambda, \quad (2.12)$$

considérant la présence de  $N(\Delta z)$  particules par unité de volume d'air. L'inconvénient majeur d'une telle démarche vient du fait que les valeurs moyennes recherchées — telles que  $\sigma_{ext}(\Delta\lambda_j)$  — deviennent dépendantes d'autres variables du problème, telles que le produit  $N(\Delta z).\Delta z$ . En d'autres termes, une même distribution spectrale  $\sigma_{ext}(\lambda)$  pourrait donner naissance à autant de valeurs moyennes  $\sigma_{ext}(\Delta\lambda_j)$  qu'il y aurait de profils de concentration en particules, rendant encore plus complexe l'évaluation des composantes du bilan radiatif dans le domaine des grandes longueurs d'onde.

Les spécificités spectrales relatives aux codes SUNRAY et GBTDN ont justifiée l'application de

deux démarches distinctes pour l'assimilation des deux principaux modèles d'aérosol pris en compte dans ce mémoire, proposés par Longtin *et al.* (1988a, 1988b) et décrits dans notre premier chapitre.

Les distributions spectrales requises par le code GBTDN pour le facteur d'asymétrie ( $g$ ) et pour les sections efficaces d'extinction ( $\sigma_{ext}$ ) et de diffusion ( $\sigma_{dif}$ ) dans le domaine des grandes longueurs d'onde ont été obtenues sous la forme de moyennes spectrales à partir de résultats affichés dans les tableaux C-1 (modèle *background*) et C-4 (modèle *dust storm*) de Longtin *et al.* (1988b). Plus précisément, les valeurs  $Y_G(\Delta\lambda_j)$  compatibles au  $j$ -ième intervalle spectral du code GBTDN ( $j = 1, 2, \dots, 25$ ) ont été évaluées en faisant appel à des intégrations du type suivant:

$$Y_G(\Delta\lambda_j) = \frac{1}{\Delta\lambda_j} \cdot \int_{\Delta\lambda_j} Y_L(\lambda) \cdot d\lambda , \quad (2.13)$$

$Y_L(\lambda)$  dénotant la distribution spectrale fournie par Longtin *et al.* pour le paramètre  $Y$  ( $\sigma_{ext}$ ,  $\sigma_{dif}$  ou  $g$ ). Cette ligne de raisonnement peut être critiquée, car elle ne conduit pas obligatoirement à des résultats équivalents en termes de transmittance ou d'absorptance pour une couche hypothétique d'aérosol. Ce choix peut être néanmoins justifié par le nombre d'intervalles spectraux pris en compte dans ce code (25): il nous paraît évident que l'importance d'une telle discussion s'amointrit au fur et à mesure qu'augmente la quantité d'intervalles  $\Delta\lambda_j$  en jeu.

En revanche, l'importance de cette discussion est claire lors de l'assimilation de ces deux modèles d'aérosol désertique au code SUNRAY: (a) le domaine de courtes longueurs d'onde ( $0.250 - 4.0 \mu\text{m}$ ) n'est pas sous-divisé (donc les calculs concernent un seul intervalle spectral), (b) certains paramètres optiques associés aux deux modèles montrent une dépendance spectrale au long de ce domaine — revoir figure 1.2 —, et (c) l'impact des composants gazeux de l'atmosphère sur le transfert radiatif n'est pas obligatoirement prépondérant à celui de l'ensemble des particules en suspension. Les valeurs équivalentes des propriétés optiques de l'aérosol doivent, en principe, avoir une certaine dépendance vis-à-vis d'autres variables du problème. La littérature spécialisée contient au minimum une analyse à propos de cet aspect du sujet: Pinker & Laszlo (1992) ont déduit des valeurs équivalentes correspondant à l'intervalle spectral  $0.7 - 4.0 \mu\text{m}$ , pour l'albedo simple et le facteur d'asymétrie associés à un modèle de nuage en fonction (a) de la position apparente du soleil, spécifiée par le cosinus de la distance zénithale solaire,  $\mu_s = \cos \zeta_o$ , et (b) de l'épaisseur optique de la couche concernée. Le tableau 2 de ces auteurs montre, par exemple, que le facteur d'asymétrie équivalent de ce modèle de nuage peut varier entre 0.63 et 0.98.

L'assimilation des modèles d'aérosol désertique proposés par Longtin *et al.* au code radiatif SUNRAY se traduit par la recherche des valeurs équivalentes pour l'albedo simple ( $\hat{\omega}$ ) et pour le facteur

d'asymétrie ( $\hat{g}$ ), correspondantes à des différentes conditions d'ensoleillement (précisé par  $\mu_o$ ) et de contenu en aérosol (exprimé en termes de la valeur à  $\lambda = 0.55 \mu\text{m}$  pour l'épaisseur optique respective). Le troisième paramètre optique à prendre en compte lors de l'utilisation du code SUNRAY — la section efficace d'extinction à  $\lambda = 0.55 \mu\text{m}$  — est retenu constant, étant donné que les variations d'épaisseur optique sont contrôlées par celles affectant le profil vertical de concentration en nombre de particules. La valeur  $0.388 \mu\text{m}^2$  est adoptée par cohérence aux modèles ECLATS et Carlson & Benjamin d'aérosol désertique employés par Legrand *et al.* (1992).

La recherche des valeurs équivalentes  $\hat{\omega}$  et  $\hat{g}$  a été l'objet d'une étude spécifique, réalisée en collaboration avec le Dr. B. Bonnel, Laboratoire d'Optique Atmosphérique. La démarche employée, décrite ci-dessous, suit dans les grandes lignes celle prise en compte par Pinker & Laszlo (1992).

- **Adoption d'un code radiatif de référence** — Nous avons retenu un code (dénommé ZD) développé au Laboratoire d'Optique Atmosphérique et consacré à l'évaluation des éclairagements énergétiques descendant ( $K^{\downarrow}$ ) et ascendant ( $K^{\uparrow}$ ) intégrés sur le domaine  $0.2 - 4.0 \mu\text{m}$ , en considérant un ensemble de 208 intervalles spectraux. D'autres informations sur ce code ont été présentées par Vanbauce *et al.* (1993). Les codes ZD et SUNRAY ont été comparés en l'absence d'aérosol et les écarts entre les évaluations respectives d'éclairagement se sont avérés acceptables <sup>(2)</sup>.
- **Définition des conditions limites du problème** — Des choix relativement arbitraires ont été faits à propos des paramètres non- aérosol pertinents au problème, tels que la réflectance de la surface au niveau du sol (0.25), l'extension verticale de la couche d'aérosol (concentration homogène entre le sol et le niveau de  $1 \text{ km}$  de hauteur), et les profils verticaux de concentration pour les composants atmosphériques (modèle tropical de McClatchey *et al.* (1971), associé à un contenu intégré en vapeur d'eau de l'ordre de  $4.2 \text{ g.cm}^{-2}$ ). Ces choix ne correspondent pas exactement aux conditions prises en compte pour ces mêmes paramètres au cours de la réalisation de simulations avec le modèle météorologique, dont les résultats sont présentés plus loin dans

---

<sup>2</sup>Cette comparaison constitue un sous-produit des résultats issus du programme international *InterComparison of Radiation Codes used in Climate Models* (Fouquart *et al.*, 1991). L'analyse des calculs correspondant aux six premiers cas-tests du tableau 1 de ce dernier article (trois contenus intégrés en vapeur d'eau, deux dista. ces zénithales solaires) montre que: (a) les évaluations d'éclairagement obtenues par le code SUNRAY surestiment systématiquement celles faites à l'aide du code ZD; (b) les écarts entre les résultats des deux codes présentent des valeurs semblables à celles observées entre les deux codes raie-par-raie utilisés dans le programme mentionné; et (c) les valeurs extrêmes de ces écarts ont pu atteindre  $13 \text{ W.m}^{-2}$  pour  $K^{\downarrow}$  au niveau du sol et  $2.2 \%$  pour  $K^{\uparrow}$  au sommet de l'atmosphère (B.Bonnel, communication personnelle, 1993).

ce chapitre. Les principales dissemblances concernent (a) les valeurs retenues à propos de la réflectance au niveau du sol (plusieurs choix entre 0.10 et 0.35), (b) les répartitions verticales de concentration en vapeur d'eau, associées à des contenus intégrés toujours inférieures à  $3.6g.cm^{-2}$ , et (c) les répartitions verticales de l'aérosol (plusieurs choix, incluant des couches non-homogènes en concentration et des couches éloignées du niveau du sol). Nous acceptons l'hypothèse selon laquelle l'impact de telles dissemblances sur les valeurs équivalentes  $\hat{\omega}$  et  $\hat{g}$  ne serait pas capable d'altérer nos principales conclusions.

- **Définition des conditions à prendre en compte pour les variables  $\mu_o$  et  $\tau_{aer}$**  — Des domaines de variation relativement larges ont été choisis pour les deux variables en jeu,  $[0.1(0.1)1.5]$  pour  $\tau_{aer}^{0.55\mu m}$  et  $[0.1(0.1)0.9, 0.975, 1.0]$  pour  $\mu_o$ .
- **Assimilation des deux modèles d'aérosol au code radiatif ZD** — Cette étape a été accomplie à l'aide d'interpolations linéaires, étant donné la résolution de ce code (208 intervalles spectraux) et la faible dépendance spectrale des propriétés optiques concernées. Le facteur d'asymétrie et les sections efficaces d'extinction et de diffusion ont été obtenus à partir des tableaux C-1 et C-4 de Longtin *et al.* (1988b).
- **Recherche des valeurs équivalentes  $\hat{\omega}$  et  $\hat{g}$**  — L'obtention de ces valeurs a été basée sur la comparaison entre les évaluations de l'absorptance  $A$  et de la transmittance  $T$  totales de la couche contenant l'aérosol faites à partir des éclairagements fournis par les deux codes. La paire de valeurs  $[\hat{\omega}, \hat{g}]$  retenue est capable de restituer, une fois introduite dans le code radiatif SUNRAY, les résultats  $T$  et  $A$  fournis par le code ZD, à un niveau acceptable d'erreur (fixé à 0.001 en valeur absolue). Cette étape a été réalisée pour chacune des conditions  $[\tau_{aer}^{0.55\mu m}, \mu_o]$  d'intérêt, pour les deux modèles d'aérosol.

La figure 2.1 illustre les résultats obtenus pour quatre contenus différents de particules en suspension ( $\tau_{aer}^{0.55\mu m} = 0.1, 0.5, 1.0$  et  $1.5$ ). Le couplage entre les variables  $\mu_o$  et  $\tau_{aer}^{0.55\mu m}$  ne peut être négligé que sous certaines conditions bien précises, comme pour  $\hat{g}$  associé au modèle *dust storm* pour  $1.0 < \tau_{aer}^{0.55\mu m} < 1.5$  et  $0.3 < \mu_o < 0.9$ . Les lignes horizontales en traits pointillés dans cette figure représentent les valeurs moyennes respectives sur le domaine  $0.250 - 4.0 \mu m$ , obtenues sous la forme de moyennes de Chandrasekhar (Blanchet, 1982),

$$X(\Delta\lambda) = \frac{\int_{\Delta\lambda} S_{o\lambda}(\lambda) \cdot X(\lambda) \cdot d\lambda}{\int_{\Delta\lambda} S_{o\lambda}(\lambda) \cdot d\lambda}, \quad (2.14)$$

$X = \varpi$  ou  $X = g$ , en faisant appel à la distribution spectrale  $S_{o\lambda}(\lambda)$  compilée par Fröhlich & London

(1986, pp. 119-126) pour l'éclairement solaire incident au sommet de l'atmosphère. L'accord entre les deux démarches (recherche de valeurs équivalentes sous le point de vue radiatif, ou calcul de valeurs moyennes spectrales) correspond aux conditions  $[\tau_{aer}^{0.55\mu m}, \mu_o]$  pour lesquelles il y a intersection entre les courbes en traits pleins et les lignes en traits pointillés de la figure. Cet accord n'est pas réalisable en toutes conditions; p.ex., la valeur de l'albedo simple donnée par la moyenne de Chandrasekhar pour le modèle *backgroundne* serait jamais capable de fournir des bonnes estimations des composantes du bilan radiatif pour  $\tau_{aer}^{0.55\mu m} > 0.5$ .

L'assimilation de ces deux modèles d'aérosol désertique au code radiatif SUNRAY est devenue, en conséquence, une recherche de valeurs équivalentes de l'albedo simple et du facteur d'asymétrie correspondant à l'intervalle spectral 0.250 – 4.0  $\mu m$ . Les valeurs  $\hat{\omega}(\mu_o, \tau_{aer}^{0.55\mu m})$  et  $\hat{g}(\mu_o, \tau_{aer}^{0.55\mu m})$  issues de la comparaison entre les codes ZD et SUNRAY ont été mises en tableau à l'intérieur d'un sous-programme raccordé au modèle météorologique. L'appel de ce sous-programme précède celui du code SUNRAY et fournit, à chaque pas d'intégration dans le temps, les valeurs de  $\hat{\omega}$  et de  $\hat{g}$  correspondant à la condition d'intérêt  $[\tau_{aer}^{0.55\mu m}, \mu_o]$  pour le modèle d'aérosol en question. Les valeurs de  $\hat{\omega}$  et  $\hat{g}$  sont estimées à l'aide d'interpolations à l'intérieur du domaine  $[0.1 < \mu_o < 1.0, 0.1 < \tau_{aer}^{0.55\mu m} < 1.5]$ . L'intérêt apporté à d'autres conditions (p.ex.:  $\tau_{aer}^{0.55\mu m} > 1.5$ ) demande l'extrapolation des valeurs dans ces tableaux.

La non-prise en compte des dépendances  $\hat{\omega}(\mu_o)$  et  $\hat{g}(\mu_o)$  est susceptible d'affecter les cycles diurnes de la température de surface du sol issus des simulations effectuées à l'aide du modèle de méso-échelle. Cet effet a été quantifié pour les deux modèles d'aérosol, en considérant les valeurs extrêmes des paramètres  $\hat{\omega}$  et de  $\hat{g}$  (associées à  $\mu_o = 0.1$  et à  $\mu_o = 1$ ), une valeur pour l'épaisseur optique verticale de l'aérosol à  $\lambda = 0.55\mu m$  (0.5) et trois contenus en vapeur d'eau (entre 0.66 et 3.57  $g.cm^{-2}$ ). L'application des conditions  $[\hat{\omega}(\mu_o = 0.1), \hat{g}(\mu_o = 0.1)]$  et  $[\hat{\omega}(\mu_o = 1), \hat{g}(\mu_o = 1)]$  au long du cycle diurne a fourni les limites supérieure et inférieure des résultats qui seraient obtenus en l'absence des dépendances  $\hat{\omega}(\mu_o)$  et  $\hat{g}(\mu_o)$ . L'écart entre ces limites varie d'un modèle d'aérosol à l'autre, selon le contenu intégré en vapeur d'eau et aussi tout au long du cycle diurne. La non-prise en compte de telles dépendances entraînerait une erreur qui, exprimée en termes des valeurs obtenues pour la température de surface du sol, pourrait dépasser 2.5 K en milieu de journée (maximum de l'échauffement du sol) et 0.5 K juste avant le lever du jour. Une telle erreur n'affecterait que les résultats correspondant à l'occurrence d'aérosol, donnant suite à des estimations faussées de son impact.

Il doit être souligné, enfin, que la recherche de valeurs équivalentes pour  $\hat{\omega}$  et  $\hat{g}$  à partir de la comparaison des résultats fournis par les codes radiatifs SUNRAY et ZD permet qu'un deuxième

objectif soit atteint: la réduction de l'importance des erreurs systématiques que le premier peut éventuellement présenter par rapport au deuxième, en l'occurrence d'aérosol. Les valeurs équivalentes obtenues pour l'albedo simple et pour le facteur d'asymétrie constituent, ainsi, des corrections capables de rendre le code SUNRAY apte à fournir les mêmes évaluations d'éclairement énergétique issues de l'application du code ZD.

## 2.2 – Démarche d'Obtention des Cycles Diurnes Reproductibles

L'influence de l'aérosol est analysée dans ce mémoire surtout à partir de l'étude de cycles diurnes reproductibles sur 24 heures pour les variables thermodynamiques, radiatives et non-radiatives. Une difficulté intrinsèque à cette approche concerne la méconnaissance des profils de température correspondants aux différentes situations du système sol – atmosphère (type de sol; répartition verticale et contenu total en aérosol et en vapeur d'eau; géométrie d'ensoleillement; etc). Du point de vue théorique, différentes combinaisons de valeurs pour ces variables doivent entraîner des cycles diurnes de température différents, car chacune d'entre elles est capable d'influencer le bilan radiatif. Le cycle diurne dit stationnaire correspondant à certaines de ces combinaisons est obtenu ici comme résultat final d'une période de plusieurs jours de simulation avec le modèle météorologique de méso-échelle précédemment décrit.

La période de simulation est comprise entre une condition initiale et une condition jugée reproductible, toutes les deux consistant en un ensemble de profils verticaux associés aux valeurs choisies pour les variables en jeu. Le critère d'identification d'un premier cycle diurne reproductible sur une série de plusieurs jours de simulation constitue l'objet des discussions finales du présent sous-chapitre. La presque totalité des résultats présentés au long de ce mémoire (les exceptions seront toujours indiquées dans le texte) a été obtenue à partir de l'application d'une même condition initiale pour les profils verticaux de température (sol, surface, atmosphère) et de vent, décrite ci-dessous.

- Température de l'air (jusqu'à  $6\text{ km}$  de hauteur): profil basé sur des mesures aéroportées effectuées en Novembre/Décembre 1980 dans la région de Niamey ( $13.5^\circ N$ ,  $2.2^\circ E$ ,  $230\text{ m}$  d'altitude; République du Niger) lors de la réalisation de l'expérience ECLATS (Druilhet & Tinga, 1982). Le profil de température retenu constitue une moyenne entre les données acquises au cours de deux vols faits juste avant le lever du jour (ceux de numéro 55 et 58), dans des conditions relativement chargées en aérosol (valeurs de l'ordre de 0.8 pour l'épaisseur optique respective dans le domaine

visible) et associées à un contenu intégré en vapeur d'eau de l'ordre de  $1.67 \text{ g.cm}^{-2}$ .

- Température dans le sol (jusqu'à 1 m de profondeur): profil basé sur les observations faites lors des deux vols mentionnés.
- Température de surface du sol: 288 K, valeur basée sur les observations faites lors des deux vols mentionnés.
- Vent horizontal (jusqu'à 6 km de hauteur): profils de vitesse et de direction basés sur les observations faites à l'aide de ballons-pilotes lors des deux vols mentionnés.

La figure 2.2 présente ces profils verticaux: ils constituent, en fait, la même condition initiale que celle employée par Legrand *et al.* (1992). L'application d'autres conditions initiales permettrait, vu la nature du problème physique concerné, l'obtention d'autres résultats à la fin de la période de simulation. Le point de vue suivi au long de ce mémoire consiste (a) à employer systématiquement une même condition initiale, et (b) à évaluer l'ordre de grandeur de l'effet de l'éventuel remplacement de cette condition. Les principaux résultats obtenus à ce propos sont analysés dans le sous-chapitre 2.4. Une démarche alternative concernant cette influence consisterait à appliquer des erreurs aléatoires (dont l'amplitude maximale serait fixée au préalable) sur la condition initiale adoptée et à ne retenir que les résultats jugés significatifs (Joseph, 1984).

### 2.2.1 – Mesures de contrôle

L'obtention d'une condition atmosphérique stationnaire (traduite par des cycles diurnes de température reproductibles sur 24 heures) à partir de l'utilisation d'un modèle météorologique constitue une tâche difficile à être accomplie. Les processus intervenants sont décrits par un système d'équations aux dérivés partielles, dont les solutions numériques peuvent se montrer apériodiques (Lorenz, 1963; Zeng *et al.*, 1993). De plus, un modèle météorologique représente une vision réductrice de la complexité des phénomènes réels impliqués. Les limites mal connues de cette représentation du système sol – atmosphère dépendent: (a) de la validité des modèles conceptuels acceptés pour décrire les processus physiques pris en compte, tels que les formulations empiriques employées pour quantifier le transfert turbulent de masse et de chaleur, (b) de la simple absence d'autres processus dans la version du modèle ici employée (tels que les échanges en eau associés à la présence de végétation) et, parmi d'autres aspects, (c) des résolutions spatiale et temporelle employées pour la discrétisation des équations différentielles pertinentes.

Dans le cadre des investigations envisagées ici — l'étude de l'influence de l'aérosol désertique sur le bilan radiatif et les profils verticaux de température — il nous est apparu adéquat d'adopter une démarche pour l'utilisation du modèle météorologique qui soit indépendante du type d'aérosol. Plus précisément, cette démarche a été établie et testée en l'absence complète d'aérosol.

Les analyses qui suivent correspondent à un même jeu de valeurs pour plusieurs paramètres impliqués dans l'utilisation du modèle (voir tableau 2.3), considérant deux situations relativement extrêmes pour le contenu intégré en vapeur d'eau. A part le choix de ces deux situations (cas sec et humide) et l'absence d'aérosol, les conditions géophysiques prises en compte peuvent être considérées typiques de celles rencontrées lors de la réalisation de l'expérience ECLATS en Novembre / Décembre 1980 dans la région de Niamey (Cautenet *et al.*, 1992). Les conditions d'ensoleillement correspondantes peuvent être résumées par une durée de jour de l'ordre de  $11^h20^m$  (lever de soleil à  $06^h06^m$ , coucher de soleil à  $17^h26^m$ , toujours GMT) et par une distance zénithale solaire d'environ  $33.5^\circ$  au moment du passage méridien (le midi solaire).

paramètres	valeurs prises
réflectance du sol ( $0.25 - 4.0 \mu m$ )	0.25
émissivité du sol ( $4 - 250 \mu m$ )	0.90
contenu intégré en vapeur d'eau	$0.66 g.cm^{-2}$ (cas sec) ou $3.57 g.cm^{-2}$ (cas humide)
aérosol désertique	absent

Tableau 2.3: valeurs retenues pour certains paramètres pertinents à l'emploi du modèle de méso-échelle dans le présent chapitre.

La complexité du système physique en question et la recherche de situations stationnaires ont rendu nécessaire la définition d'une démarche particulière d'utilisation du modèle disponible, faute de quoi l'obtention des cycles reproductibles s'est montrée irréalisable. Cette démarche se traduit par l'application de trois mesures dites "de contrôle" lors du relancement du modèle effectué toutes les 24 heures au lever de soleil, justifiées ci-dessous.

- Réintroduction du profil vertical initial d'humidité spécifique

Le contenu en vapeur d'eau dans l'atmosphère représenté à l'intérieur de ce modèle augmente progressivement au cours des périodes de simulation, vue l'occurrence d'évaporation au sol et l'absence complète de processus-puits. Cet effet est susceptible, après 48 heures de simulation et sous des conditions atmosphériques relativement humides, d'entraîner des accroissements de l'ordre de  $1 \text{ g.kg}^{-1}$  (de 10 à  $11 \text{ g.kg}^{-1}$ ) de l'humidité spécifique au long des couches plus proches du sol. Le contenu intégré en vapeur d'eau peut augmenter de 10 % sous des conditions relativement plus sèches ( $1 \text{ g.cm}^{-2}$  ou moins). Ces modifications ne sont pas apparues significatives après 24 heures de simulation, indiquant la mesure à prendre en compte pour la suite. La réintroduction du profil vertical initial à chaque relancement du modèle permet de contrôler une telle dérive, dont les conséquences seraient non-négligeables, étant donnée l'importance de l'effet de serre associé à la vapeur d'eau.

- Réintroduction des profils verticaux initiaux des composantes horizontales du vent

Les composantes du vent obtenues comme résultats des simulations effectuées avec ce modèle de méso-échelle présentent un cycle diurne influencé surtout par les processus de transfert turbulent de quantité de mouvement entre les différentes couches de l'atmosphère, car la grille employée est horizontalement homogène et les conditions régnant à l'échelle synoptique sont prises en compte sous la forme d'un jeu de conditions limites constantes au cours de la durée de temps d'intégration des équations pertinentes. La réalisation de plusieurs jours de simulation avec le modèle a fourni des profils de  $\bar{u}(z)$  et de  $\bar{v}(z)$  caractérisés, surtout sous des conditions atmosphériques relativement humides, (a) par des valeurs de plus en plus élevées au cours de la période de simulation, et (b) par des structures verticales qui s'éloignaient progressivement des profils initiaux (revoir la figure 2.2). Le contrôle des telles dérives par la réintroduction de ces derniers à chaque relancement du modèle a permis l'obtention de résultats correspondant à des vitesses du vent à 2 m de hauteur en accord avec les observations réalisées lors de l'expérience ECLATS.

- Réinitialisation de la hauteur du sommet de la couche limite planétaire

Cette région de l'atmosphère constitue l'ensemble des couches d'air dont les propriétés mécaniques et thermodynamiques sont influencées par le type de surface au sol, caractérisées par un cycle diurne relativement bien marqué et dépendant du développement des phénomènes turbulents par frottement avec le sol. L'importance du cycle diurne doit

être précisée car l'influence du type de surface peut en principe affecter la troposphère toute entière, c'est-à-dire une région de l'atmosphère dix fois plus profonde que la couche limite planétaire, par exemple par l'intermédiaire de la convection humide. La répartition verticale des composants atmosphériques de concentration variable (tels que la vapeur d'eau) et le profil vertical de certaines propriétés thermodynamiques de l'air (telles que la température potentielle) se montrent relativement uniformes au long de cette couche suite au mélange turbulent, justifiant la dénomination courante "couche de mélange" chez les météorologues. L'évolution diurne de la couche limite planétaire est très prononcée: (a) développement associé à l'ensoleillement et à l'échauffement des niveaux inférieurs du système sol - atmosphère à partir du lever du jour (le sommet de la couche limite atteint son maximum en début d'après-midi, typiquement entre 1 et 2 *km* de hauteur); (b) perte de contact avec le sol en fin d'après-midi, suite à la mise en place d'une inversion de température de l'air juste au-dessus de la surface dès le moment où l'émission du sol n'est plus surmontée par l'ensoleillement; (c) tout au long de la nuit, fusion graduelle entre telle région mélangée et celle présente depuis la veille, avec l'intensification et l'approfondissement vertical de l'inversion de température au-dessus du sol, et (d) aussi au cours de la nuit, formation d'une nouvelle couche limite, de profondeur réduite, par frottement avec le sol, qui se développera à partir du lever de soleil suivant (Oke, 1987). A l'intérieur du modèle météorologique employé dans ce mémoire, la couche limite planétaire se développe entre le lever et le coucher de soleil, et son sommet demeure virtuellement constant au long de la nuit, faute de processus de destruction. Ce développement progressif a lieu sous la forme d'une contribution positive à la valeur associée à l'instant antérieur, rendant le sommet de la couche limite planétaire une grandeur dépendante de la condition initiale prise en compte au lever de soleil. L'utilisation de ce modèle sur plusieurs jours de simulation justifie, en conséquence, la réintroduction d'une certaine valeur (choisie au préalable) pour le sommet de cette couche à chaque relancement du modèle. La valeur utilisée (400 *m*) respecte les conditions typiques rencontrées lors de l'expérience ECLATS.

La figure 2.3 illustre un exemple des résultats obtenus après l'application de ces mesures, présentant l'évolution temporelle sur 20 jours de simulation pour la température de surface du sol et pour la vitesse horizontale du vent à 10 *m* de hauteur. La représentation du temps dans cette figure (et dans plusieurs autres à suivre) tient compte des particularités d'utilisation du modèle météorologique, dont les cycles diurnes de simulation débutent soit au lever (choix adopté) soit au coucher de soleil. L'intérêt apporté aux résultats horaires fait que, pour le cas en question (tableau 2.3, 20 Novembre, lever de soleil à

$06^h06^m$ ), ils soient imprimés à la sortie des calculs toutes les heures entières entre  $07^h$  du matin et  $06^h$  du matin le lendemain (c'est-à-dire, entre  $07^h$  et  $24^h + 06^h = 30^h$ ). L'application de ce raisonnement fournit  $20 \times 24^h + 06^h = 486^h$  à la fin d'une période de 20 jours de simulation.

La réintroduction des profils initiaux des composantes horizontales du vent au lever de soleil provoque certains effets, directs (sur la vitesse et la direction du vent) et indirects (sur les autres variables impliquées, vu les couplages existants). L'impact direct peut être apprécié dans la figure 2.3 par les discontinuités subies par la vitesse du vent entre  $06^h$  et  $07^h$  de chaque matin. Les effets indirects sont plus complexes et peuvent être présentés de différentes façons, selon les objectifs de la discussion (p.ex., en termes des températures de l'air). Un raisonnement similaire pourrait être appliqué aux effets de la réintroduction du profil vertical de concentration en vapeur d'eau.

La figure 2.4 présente, pour les cas sec et humide du tableau 2.3, les deux derniers cycles diurnes d'une série de vingt: la notion de reproductibilité sur vingt-quatre heures s'est matérialisée pour les profils verticaux de température (dans le sol, à sa surface et dans l'air) et ceux de l'éclairement énergétique correspondant au domaine des grandes longueurs d'onde. Les éclaircissements associés aux courtes longueurs d'onde ne sont pas présentés car la réintroduction du profil de concentration en vapeur d'eau toutes les 24 heures leur assure un caractère reproductible d'un jour à l'autre au cours de la période de simulation.

Ces diagrammes permettent, en outre, une première analyse sur l'impact (du contenu intégré) de la vapeur d'eau sur les profils de température et le bilan radiatif dans le domaine des grandes longueurs d'onde. Cet impact pourrait être évalué par la différence entre les valeurs respectives aux deux cas; néanmoins, le chiffre obtenu n'indiquerait que la réponse immédiate du système sol - atmosphère, comme s'il était capable de réagir instantanément au passage brutal d'une situation à l'autre. Ce type d'analyse est poursuivi tout au long des sous-chapitres 3.1 et 3.2 de notre mémoire: l'impact de l'accroissement du contenu en vapeur d'eau donne suite au réchauffement du système sol - atmosphère et à l'amortissement des cycles diurnes de température.

L'obtention de cycles diurnes reproductibles pour les profils de température semble réalisable par l'application des mesures de contrôle mentionnées ci-dessus. Le recours à des interventions étrangères à la représentation du système sol - atmosphère faite à l'intérieur du modèle permet de combler certains défauts de cette modélisation, comme (a) l'absence de processus d'érosion de la couche limite planétaire par le bas au cours de la nuit, ou (b) l'absence de processus-puits capables de permettre la réduction du contenu en vapeur d'eau présent dans les basses couches de l'atmosphère, selon leur état

de saturation. Ainsi, à propos de ce dernier aspect, la réintroduction du profil initial de concentration en vapeur d'eau au lever de soleil conduit à une réduction du contenu intégré entre le niveau du sol et la hauteur de 6 km, comme si la formation de rosée avait eu lieu en fin de nuit.

Ce mémoire n'est pas la première étude à faire appel à des séquences de plusieurs jours de simulation obtenues avec un modèle de méso-échelle comme point de départ pour l'analyse de l'impact de l'aérosol sur les profils de température dans la basse troposphère. D'autres démarches ont été proposées et testées au cours des dernières années, notamment dans le cadre de l'estimation de l'effet à court terme (les premiers jours) d'un conflit nucléaire, suivi de l'injection de grandes quantités de fumée dans la stratosphère (p.ex.: Giorgi & Visconti, 1989; Molenkamp, 1989; Garratt *et al.*, 1990). Il est pertinent de rappeler que les auteurs de cette dernière étude, en utilisant virtuellement la même version du modèle de R.A. Pielke et Y. Mahrer que celle dont nous disposons, ont suivi une démarche parallèle pour contrôler la dérive progressive du contenu en vapeur d'eau au cours de plusieurs jours de simulation, en affectant une valeur constante pour l'humidité spécifique au niveau le plus proche du sol dans leur grille verticale (1.5 m).

L'analyse de l'impact de l'aérosol sur le bilan radiatif et les profils de température pourrait être basée sur l'étude des résultats obtenus toujours au 20<sup>ème</sup> cycle diurne de simulation, vue la ressemblance avec le dix-neuvième. L'adoption d'un tel choix serait arbitraire — le lecteur pourrait se demander: pourquoi pas le vingt-deuxième ou le encore trentième ? — et son application ne ferait pas appel à la notion de reproductibilité sur 24 heures. De plus, la complexité du problème pourrait, dans des conditions particulières, donner éventuellement naissance à des séries de simulations où les résultats de ces cycles diurnes ne seraient pas aussi reproductibles que ceux illustrés dans la figure 2.4 . Telles sont les motivations qui nous conduisent à définir un critère d'arrêt pour la période de simulation.

### 2.2.2 – Critère d'arrêt de la période de simulation

L'analyse ci-dessus a montré la possibilité d'obtenir, en suivant une procédure bien définie, des cycles diurnes relativement reproductibles pour les profils de température. La notion de reproductibilité (ou de stationnarité) n'est qu'approchée, étant donné le couplage et la complexité des processus impliqués: les résultats obtenus indiquent plutôt une tendance asymptotique vers une limite identifiable avant le vingtième jour de simulation.

La reproductibilité des cycles diurnes peut être mesurée par la différence, à 24 heures d'intervalle, entre les valeurs associées à une des variables du problème. Ce choix nous a semblé plus adéquat que de fixer un nombre arbitraire de jours pour la durée de la période de simulation, indépendamment de l'état du système sol – atmosphère. En rappelant les objectifs de notre étude, la température de surface du sol peut être considérée comme la principale parmi les variables simulées par le modèle météorologique, étant donné son rôle décisif sur les luminances ascendantes au sommet de l'atmosphère dans les régions spectrales telles que  $10.5 - 12.5 \mu\text{m}$  (voir notre quatrième chapitre). Les différences journalières de la température de surface du sol sont étudiées ci-dessous dans le but d'établir un critère d'arrêt de la période de simulation nécessaire pour qu'un cycle diurne soit reconnu comme le premier reproductible.

Les figures 2.5 et 2.6 présentent des résultats correspondant aux cas sec et humide du tableau 2.3, sous la forme de l'évolution temporelle des différences entre la température à un niveau donnée et la valeur respective obtenue lors du vingtième jour de simulation. Ce choix d'illustration permet une analyse plus directe de la reproductibilité des cycles diurnes de la température de surface du sol, présentant à la fois (a) la tendance asymptotique des résultats obtenus jour-à-jour et (b) la comparaison entre les valeurs associées à deux cycles diurnes consécutifs, dont la différence peut être plus faible que leur écart par rapport aux résultats obtenus lors du vingtième jour. L'occurrence de différences négatives au début de la période de simulation montre que la condition initiale adoptée sous-estime les valeurs finales, aux niveaux considérés. La figure 2.4 présente un certain nombre de résultats pour ces deux cas, donnant une idée sur les magnitudes en jeu.

Les évolutions temporelles illustrées dans la partie supérieure de ces deux figures présentent l'adaptation du système sol – atmosphère à des nouvelles conditions, compte tenu des contraintes imposés à la représentation de ce système à l'intérieur du modèle. Une telle adaptation n'est pas obligatoirement asymptotique, et son évolution jour à jour peut être différente d'un niveau vertical à l'autre, surtout au cours des premiers jours de simulation. Ces évolutions temporelles peuvent se montrer différentes car la température associée à ces trois niveaux est contrôlée dans chaque cas par un bilan énergétique particulier, vu les rôles indirects (a) du transfert turbulent sur les températures à  $4.5 \text{ cm}$  de profondeur, et (b) de la conduction de chaleur sur celles à  $2 \text{ m}$  de hauteur. Malgré l'occurrence de ces évolutions différentes au cours des premiers jours de simulation, les séries temporelles associées aux trois niveaux verticaux convergent, au bout d'une dizaine de cycles diurnes, aux valeurs obtenus lors du vingtième jour. Un même test de reproductibilité sur 24 heures pourrait en conséquence être appliqué sur n'importe laquelle des trois évolutions temporelles.

Le critère d'arrêt de la période de simulation est défini en termes d'une valeur pour l'écart absolu maximal associé aux températures de surface du sol à 24 heures d'intervalle. La valeur choisie ( $\pm 0.25 K$ ) est justifiée ci-dessous. Rappelons d'abord l'objectif ultime des investigations présentées au long de ce mémoire: l'interprétation quantitative des mesures de la luminance émergente de la planète dans la région spectrale  $10.5 - 12.5 \mu m$  par les satellites METEOSAT en termes du contenu en aérosol désertique dans l'atmosphère. La résolution radiométrique de ces mesures est de l'ordre de  $0.5 K$  en température de brillance, valeur typique sur l'ensemble des capteurs des différents satellites de la série METEOSAT et des conditions du système sol - atmosphère. Cette valeur représente aussi l'ordre de grandeur de l'écart possible entre deux simulations de la luminance  $L_{10.5-12.5\mu m}$  faites par l'intermédiaire de codes radiatifs différents tout en partant d'un même profil vertical de température et de concentration en vapeur d'eau (p.ex.: Barton *et al.*, 1989). Ces luminances dépendent fortement de l'émission de rayonnement au niveau du sol (ou de la mer), à l'exception des conditions atmosphériques associées à des contenus bien élevés en vapeur d'eau et/ou en aérosol (voir chapitre 4), permettant en première approximation que l'incertitude de  $0.5 K$  soit interprétée en termes d'une imprécision maximale à admettre pour les températures de surface du sol. Il nous paraît satisfaisant, en conséquence, d'interrompre la période de simulation lorsque ces températures deviennent reproductibles à  $0.25 K$  près, la moitié d'une telle incertitude.

Ce critère est appliqué sur les résultats horaires du modèle, en analysant les variations de température de surface du sol à 24 heures d'intervalle, à toutes les heures. Un cycle diurne de simulation donné est jugé reproductible si, pour toutes ses 24 heures, les températures de surface du sol ressemblent à  $\pm 0.25 K$  près celles obtenues le jour d'avant.

La partie inférieure des figures 2.5 et 2.6 présente les différences entre les températures de surface du sol relatives au premier cycle diurne reproductible et les résultats respectifs au 20<sup>ème</sup> jour de la séquence. Ces derniers ne constituent pas obligatoirement des évaluations plus fiables des températures recherchées, étant donné la dépendance de tous ces résultats vis-à-vis des conditions initiales adoptées (voir sous-chapitre 2.4). Le vingtième cycle diurne de température de surface du sol représente surtout une condition plus reproductible sur 24 heures que les précédentes. Les différences affichées dans la partie inférieure des figures 2.5 et 2.6 quantifient la non-prise en compte des derniers jours de simulation: ces effets peuvent dépasser  $1 K$ . La magnitude de ces différences présente un cycle diurne avec un maximum relatif en milieu de journée, dont l'interprétation n'est pas directe.

L'analyse de la figure 2.7 montre que cette différence peut atteindre  $2 K$  pour les températures de l'air et dans le sol correspondant à des niveaux verticaux relativement éloignés de la surface.

L'application du critère d'arrêt présenté ci-dessus —  $\pm 0.25 K$  sur 24 heures — aux températures de surface du sol fournit des cycles diurnes de température de moins en moins reproductibles au fur et à mesure qu'augmente la hauteur ou la profondeur du niveau concerné. Les résultats obtenus confirment nos soupçons de départ: la notion de stationnarité est relative, et elle ne se montre pas uniforme tout au long du système étudié. D'autre part, l'ordre de grandeur d'une telle "non-stationnarité" n'atteint que  $0.5 K$  sur 24 heures, et ce chiffre est jugé acceptable dans le cadre du présent mémoire.

En ce qui concerne notre étude à propos de l'influence de l'aérosol désertique sur les profils de température et les luminances émergentes de la planète, tout se passe comme si la période de simulation était arrêtée lors du premier cycle diurne jugé reproductible, puisque ses résultats sont les seuls à être retenus pour les étapes suivantes.

## 2.3 – Cycles Diurnes Reproductibles et Bilan Energétique

En partant du principe qu'un régime périodique n'est possible que dans des conditions équilibrées pour le bilan énergétique du système sol – atmosphère, il serait simple de passer directement aux étapes suivantes de l'étude envisagée, c'est-à-dire à l'analyse comparative des résultats associés à des situations stationnaires correspondant chacune à des choix distincts pour les paramètres en jeu. Néanmoins, la discussion de ce bilan doit être faite avant que l'aérosol soit introduit dans l'atmosphère, pour que les déséquilibres éventuels puissent être identifiés. Cette analyse est divisée en deux étapes: au niveau du sol et puis pour le système sol – atmosphère entier.

### 2.3.1 – Bilan énergétique au niveau du sol

Rappelons tout d'abord les notions fondamentales du sujet, disponibles dans un certain nombre de monographies publiées au cours des dernières décennies (p.ex.: Sellers, 1965, pp.100-114; Kessler, 1985; Oke, 1987). En l'absence des apports de chaleur associés à l'occurrence de pluie et à des régimes de vents induits par des variations horizontales de température, le bilan énergétique au niveau du sol peut être écrit sous la forme:

$$R(sol) + H + LE + G = 0 \quad , \quad (2.15)$$

en présentant l'équilibre entre le bilan radiatif à ce niveau ( $R(sol)$ ), le flux turbulent de chaleur sensible ( $H$ ), le flux turbulent de chaleur latente ( $LE$ ) et le flux associé à la conduction de chaleur dans le

sol ( $G$ ). Ce bilan s'applique à un volume de contrôle de hauteur infiniment réduite et comprenant l'interface entre le sol et l'atmosphère. La convention de signes adoptée dans ce mémoire est telle que les composantes du bilan ci-dessus sont positives lorsqu'elles amènent de l'énergie au volume de contrôle, en toute cohérence avec la convention adoptée dans notre premier chapitre pour les composantes du bilan radiatif ( $R = K^\downarrow - K^\uparrow + L^\downarrow - L^\uparrow$ ). Ainsi, l'énergie radiative excédante ( $R(sol) > 0$ ) en milieu de journée est employée pour échauffer les couches d'air à la proximité de la surface ( $H < 0$ ), pour évaporer de l'eau disponible dans le sol ( $LE < 0$ ) et pour échauffer les couches plus profondes du sol ( $G < 0$ ). Ces flux présentent un cycle diurne bien marqué, vu l'importance du contrôle exercé par l'ensoleillement. Leurs cycles diurne et annuel ainsi que l'importance relative des trois processus non-radiatifs ( $H, LE, G$ ) sont modulés principalement par le type de surface, la nébulosité et la géométrie d'ensoleillement (latitude et époque de l'année).

L'ensemble d'algorithmes pris en compte dans le modèle météorologique employé ici impose, entre autre, que l'équilibre (2.15) soit respecté comme condition limite lors de l'évaluation de la température de surface du sol. En conséquence, l'analyse des résultats issus de nos simulations doit mettre en évidence un bilan énergétique équilibré au niveau du sol, étant donné l'absence d'apport de chaleur par la pluie (inexistante dans la représentation du cycle hydrologique) et par l'advection associée aux régimes de vents (dont les effets sont imposés nuls, sous la forme de conditions limites). L'éventuelle obtention d'un bilan déséquilibré au sol ( $R(sol) + H + LE + G > 0$  ou  $R(sol) + H + LE + G < 0$ ) ne pourrait pas être expliquée par l'occurrence de tels processus, constituant un résultat à justifier selon d'autres lignes de raisonnement.

La figure 2.8 présente, pour deux contenus en vapeur d'eau, l'intégration sur 24 heures du bilan énergétique au niveau du sol et de ses composantes, évaluée à partir des sorties horaires du modèle. Les principaux aspects concernant ces résultats sont soulignés ci-dessous.

- La différence entre les valeurs initiales (à  $31^h$ ) et finale ( $486^h$ ) de l'intégration des composantes résulte du choix fait pour la condition initiale employée lors de la première mise en toute du modèle. La magnitude de cette différence fournit une idée de l'importance des réajustements subis par le système au long de la période de simulation. Ainsi, pour le cas sec, l'intégration journalière du transfert de chaleur sensible s'est réduit d'à peu près  $1.8 MJ.m^{-2}$  (c'est-à-dire, plus de  $20 W.m^{-2}$  en termes d'éclairement moyen sur 24 heures).
- Les composantes varient au long de la période de simulation tandis que le bilan total reste pratiquement constant et proche de l'équilibre: sur le vingtième cycle diurne, l'intégration de

$(R(sol) + H + LE + G)$  fournit, respectivement pour les cas sec et humide, 0.13 et 0.15  $MJ.m^{-2}$ , soit environ 1.5 et 1.7  $W.m^{-2}$  moyens sur 24 heures, soit encore 3.7 et 2.2 % de l'intégration journalière de  $R(sol)$ . Ce résultat n'est pas entièrement surprenant étant donné l'imposition de l'équilibre énergétique au sol comme condition nécessaire lors de l'algorithme d'obtention de la température de surface du sol. Néanmoins, les valeurs de ce bilan à la sortie du modèle ne sont pas nulles, en représentant un résultat systématique qui ne dépend pratiquement pas du contenu en vapeur d'eau, comme le montrent les losanges noirs dans la figure 2.9 (basée sur la figure 2.8). La magnitude de l'intégration journalière de  $R(sol) + H + LE + G$  peut être associée à l'ordre de grandeur global des erreurs commises (a) dans les procédés de calcul employés à l'intérieur du modèle, et (b) dans nos évaluations de ce bilan à partir des sorties horaires des résultats de simulation.

- Enfin, l'importance relative des processus non-radiatifs ( $H$ ,  $LE$  et  $G$ ) constitue un résultat attendu étant donnée les conditions géophysiques imposées au système sol – atmosphère représenté à l'intérieur du modèle. La disponibilité réduite d'eau dans le sol (1% en humidité relative) limite l'évaporation et en conséquence sa traduction énergétique  $LE$ , rendant le transfert de chaleur sensible  $H$  le principal responsable par la compensation du bilan radiatif sous le point de vue de l'intégration journalière des grandeurs en jeu. La synthèse sur 24 heures des effets de la conduction de chaleur vers le sol fournit des résultats de plus en plus faibles au fur et à mesure qu'augmente le temps de simulation avec le modèle, atteignant des valeurs qui se reproduisent sur 24 heures (ou presque) après le dixième cycle diurne.

Ce dernier aspect peut être analysé avec un peu plus de détail dans la figure 2.9, dérivée de la précédente. Les valeurs instantanées du flux de conduction sont associés aux variations de l'énergie stockée (par unité de temps) dans une colonne de sol avec une section transversale unitaire, vu les unités dans lesquelles  $G$  est exprimé ( $W.m^{-2} = J.m^{-2}.s^{-1}$ ). L'intégration journalière de ce flux fournit la variation totale subie par la quantité d'énergie emmagasinée dans le sol sur 24 heures. Les carrés blancs affichés dans la figure 2.9 montrent que, selon le contenu en vapeur d'eau dans l'atmosphère, cette variation peut assumer de valeurs non-nulles même après 20 jours de simulation, mettant en évidence l'occurrence de changements jour-à-jour de l'état thermique du système sol – atmosphère. Ces changements se montrent présents tout en respectant le critère de reproductibilité en température de surface du sol ( $\pm 0.25 K$ ). L'état thermique du système sol – atmosphère varie tout au long de la période de simulation: la figure 2.7 montre que les températures de l'air et dans le sol à des niveaux relativement éloignés de la surface du sol peuvent subir des variations jour-à-jour de l'ordre de 0.5  $K$ .

L'intégration journalière du flux de conduction tend vers une valeur non-nulle, et ce résultat peut être lié au déséquilibre du bilan énergétique au niveau du sol, de l'ordre de  $0.10 - 0.20 MJ.m^{-2}$ . La nature systématique (positive) de ces déséquilibres nous laisse croire qu'ils doivent avoir une origine autre que les manipulations algébriques et leurs respectives erreurs numériques, aléatoires par principe. Le système représenté à l'intérieur du modèle de méso-échelle est soumis à un certain nombre de contraintes, matérialisées sous la forme de conditions limites, comme la valeur prise en compte pour la température à  $104.54 cm$  de profondeur dans le sol ou la géométrie d'ensoleillement au cours de la journée. Ces conditions limites peuvent ne pas être entièrement compatibles entre elles mêmes ou avec d'autres contraintes imposées au système (telles que la couche tropicale entre  $6$  et  $70 km$ ), constituant une source potentielle d'obtention des déséquilibres énergétiques qui soient, comme les cycles diurnes de température de surface du sol, reproductibles sur 24 heures.

La partie inférieure de la figure 2.9 présente des résultats obtenus pour un contenu en vapeur d'eau relativement élevé. Les tendances asymptotiques des intégrations sur 24 heures des flux  $H$  (non illustrées) et  $G$  ont subi des perturbations au cours du treizième jour de simulation, parallèlement à une réduction générale des températures de surface du sol, de l'ordre de  $0.3 K$ , d'un jour à l'autre. Un résultat similaire à celui-ci a été obtenu sous des conditions légèrement plus sèches (contenu d'environ  $3.48$  au lieu de  $3.57 g.cm^{-2}$ ), et son origine semble difficile à préciser. Rappelons, entre autre, que le procédé de calcul de plusieurs paramètres pertinents au bilan énergétique au niveau du sol fait appel à des fonctions empiriques définies par intervalle (Mahrer & Pielke, 1977b, section 3), susceptibles de donner suite à des ruptures sur l'évolution temporelle des résultats. L'occurrence de perturbations de ce type s'est montrée très dépendante de plusieurs aspects de la modélisation (les conditions limites, certains calculs qui y ont été introduits). Les résultats obtenus après ce type de rupture sont pour la suite considérés non-significatifs. L'occurrence de ces ruptures permet une définition subjective de la limite de validité (ou de signification) pour les résultats issus de la démarche consacrée à la recherche des cycles diurnes reproductibles. Cette limite se trouverait, lors des simulations correspondant à des valeurs relativement élevées pour le contenu en vapeur d'eau, autour du treizième jour de simulation, tout en dépendant des conditions limites adoptées au début de la séquence. Ces ruptures ont été absentes pour des contenus en vapeur d'eau inférieures à  $3 g.cm^{-2}$  lors de séquences de 20 jours de simulation.

Il doit être remarqué que la "date" (au long de la série de vingt jours de simulation) d'occurrence de ce type de rupture a toujours eu lieu après l'identification du premier cycle diurne reproductible, sur l'ensemble de simulations analysées dans ce mémoire. L'observation d'un tel résultat contribue à augmenter la fiabilité de la démarche mise sur pied pour l'obtention de situations stationnaires en

utilisant ce modèle: l'application du critère d'arrêt  $\pm 0.25 K$  sur les températures de surface du sol permet l'accès à des cycles diurnes relativement reproductibles avant que les solutions fournies par le modèle deviennent non-significatives, suite à l'occurrence de ruptures telles que la modification brutale de tendances asymptotiques au cours des évolutions temporelles analysées.

### 2.3.2 – Bilan énergétique du système sol – atmosphère

L'équation (2.15) considère les principaux termes du bilan énergétique au niveau du sol ou, plus exactement, du bilan associé à la quantité de matière comprise dans un volume de section transversale unitaire et d'une hauteur infinitésimale comprenant le niveau de la surface. La définition de ce volume permet l'étude des interactions entre la "surface du sol" et tous les autres sous-systèmes, des plus éloignés jusqu'aux plus proches (comme la moins profonde des couches du sol ou la plus basse des couches de l'atmosphère). Une analyse du bilan associé au système entier doit faire abstraction des redistributions internes d'énergie: le volume de contrôle doit en conséquence être défini entre le sommet de l'atmosphère et une profondeur dans le sol au-delà de laquelle les températures ne sont plus affectées par le cycle d'ensoleillement (diurne ou annuel en fonction de l'intérêt). Le bilan énergétique du système sol – atmosphère lors des situations réelles peut être écrit, en l'absence d'advection horizontale de chaleur, sous la forme d'un équilibre (p.ex.: Sellers, 1965, pp.114-118):

$$R(\infty) + L(C + E) = 0 \quad , \quad (2.16)$$

en l'absence d'advection horizontale de chaleur;  $R(\infty)$  dénote le bilan radiatif au sommet de l'atmosphère. Le terme  $L(C + E)$  représente l'équivalent énergétique du bilan hydrologique de la colonne, résultat des processus de condensation de la vapeur d'eau ( $C$ , échauffement de l'air) et d'évaporation ( $E$ , refroidissement de l'air:  $LE < 0$ ). Ce terme inclut aussi l'impact de l'apport horizontal d'eau (en phase vapeur ou liquide), vers ou en provenance des colonnes d'air voisines, comme l'évaporation sur place de l'eau condensée ailleurs. La moyenne annuelle – globale (planétaire) de  $L(C + E)$  serait nulle étant donné la conservation de la masse totale impliquée dans les processus ayant lieu dans le cycle hydrologique, tout en assurant un équilibre saisonnier – régional entre les sources et puits de chaleur latente. La moyenne annuelle – globale de  $R(\infty)$  serait aussi nulle en raison de l'équilibre radiatif existant entre la Terre et l'espace extérieur.

L'application de ce raisonnement à la modélisation employée ici doit tenir compte d'un certain nombre de particularités liées au "cycle" hydrologique qui y est représenté.

- L'évaporation au sol n'est limitée que par les contraintes énergétiques et atmosphériques du phénomène (c'est-à-dire,  $R(\infty) > 0$  et une variation verticale favorable dans les premiers niveaux du modèle pour l'humidité spécifique), comme si le sol était un réservoir à capacité infinie. Le processus d'évaporation participe du refroidissement de la surface tout au long du cycle diurne, sans aucune limitation associée à la disponibilité d'eau dans le sol. Il y aurait, implicitement, de la remise de la quantité évaporée à chaque instant de temps employé dans l'intégration des équations.
- L'absence de processus-puits pour la vapeur d'eau dans le système sol – atmosphère est complète, puisque les changements de phase (condensation autour des noyaux hygroscopiques, déposition de rosée) ne sont pas pris en compte par ce modèle. La répartition verticale d'humidité spécifique de l'air est modifiée au cours de la journée suite aux échanges turbulents entre les différents niveaux verticaux, sans que le contenu intégré dans la colonne soit modifié.

La réintroduction du profil vertical initial d'humidité spécifique de l'air à chaque lever de soleil doit être rajoutée à cette liste de particularités, puisque cette mesure a été incluse dans la démarche d'utilisation du modèle décrite auparavant (section 2.2.1).

En synthèse, le cycle hydrologique n'est représenté que d'une façon très approximative dans la modélisation ici considérée. L'étude du bilan énergétique du système sol – atmosphère en dépend, puisque les composantes de ce bilan sont estimées à partir d'un certain nombre de résultats du modèle météorologique, obtenus sous l'influence de tels défauts / particularités du cycle hydrologique. La démarche ici adoptée consiste à étudier le bilan radiatif du système:

- d'abord parce que ce bilan doit présenter un certain équilibre lors de l'analyse des cycles diurnes reproductibles sur 24 heures pour les profils de température (le système ne s'échauffe pas ni se refroidit); un tel raisonnement est, en fin de compte, similaire à celui qui justifie une valeur nulle pour l'intégration du bilan radiatif de la planète en moyenne annuelle – globale (p.ex.: Kandel & Fouquart, 1992); et
- puis, les éventuels déséquilibres du bilan radiatif au sommet du système peuvent — par l'intermédiaire de l'expression (2.16) — être traduits en termes des conséquences (a) du cycle hydrologique représenté à l'intérieur du modèle, et (b) des interventions opérées sur le profil vertical de concentration en vapeur d'eau à chaque lever de soleil.

La figure 2.10 compare, toujours pour les cas sec et humide précédemment décrits, l'évolution

temporelle de l'intégration du bilan radiatif sur vingt-quatre heures à chaque niveau  $z$  de la grille verticale du modèle (de  $2\text{ m}$  à  $6\text{ km}$  de hauteur) et au sommet de l'atmosphère pris en compte pour les calculs radiatifs ( $70\text{ km}$  de hauteur). Ces intégrations ont été obtenues à partir des valeurs horaires du bilan radiatif  $R(z, t)$  données par:

$$R(z, t) = K^\downarrow(z, t) - K^\uparrow(z, t) + L^\downarrow(z, t) - L^\uparrow(z, t) , \quad (2.17)$$

en considérant les éclairagements énergétiques associés aux courtes ( $K$ :  $0.250 - 4\ \mu\text{m}$ ) et aux grandes longueurs d'onde ( $L$ :  $4 - 250\ \mu\text{m}$ ), descendants ( $\downarrow$ ) et ascendants ( $\uparrow$ ). La différence entre deux courbes associées à des niveaux voisins représente le bilan radiatif de la couche délimitée par ces deux niveaux.

Le bilan radiatif du système sol - atmosphère entier (les losanges blancs dans la figure 2.10) n'est pas équilibré et atteint, à la fin du vingtième jour de simulation,  $-4.3\text{ MJ.m}^{-2}$  pour le cas sec (à peu près  $-50\text{ W.m}^{-2}$  moyens sur 24 heures, ou encore 14 % de l'ensoleillement au sommet de l'atmosphère). Un tel résultat traduit le déséquilibre énergétique associé au couplage mis en place entre (a) un sous-système sol - basse-atmosphère (jusqu'à  $6\text{ km}$  de hauteur), soumis à un ensemble complet de processus de transfert de masse et de chaleur, et (b) une couche atmosphérique supérieure, caractérisée par une distribution verticale figée pour la température de l'air, capable seulement d'émettre et d'absorber du rayonnement tellurique et d'atténuer le rayonnement solaire toujours de la même façon, indépendamment de l'état de l'atmosphère sous-jacente. Le bilan radiatif de la couche entre  $6\text{ km}$  de hauteur et le sommet de l'atmosphère est donné, dans la figure 2.10, par la différence entre les losanges blancs et les triangles noirs. L'emploi de cette couche supérieure au-dessus du niveau de  $6\text{ km}$  de hauteur permet l'obtention d'éclairagements énergétiques réalistes au sommet de l'atmosphère représentée à l'intérieur du modèle. Néanmoins, le caractère invariable de cette couche — il s'agit d'un profil de température stationnaire figé — paraît être le principal responsable du déséquilibre énergétique du système tout entier. Ce déséquilibre s'est montré négatif pour les deux cas de la figure 2.10, résultat qui donnerait naissance à un refroidissement au cours du temps des couches placées entre  $6$  et  $70\text{ km}$  de hauteur si leur structure thermique leur permettait de subir de telles modifications.

Les résultats relatifs au sommet optique de l'atmosphère ( $70\text{ km}$ ) et leur association avec la présence de la couche tropicale nous conseillent de restreindre l'analyse envisagée au (sous-)système en dessous du niveau de  $6\text{ km}$  de hauteur. Ce dernier niveau de la grille verticale du modèle représente la limite supérieure pour l'étendue des échanges turbulents: il n'y aurait que du transfert radiatif au travers de ce niveau. Le transfert turbulent de chaleur sensible et le transfert radiatif seraient en équilibre tout au long des niveaux intermédiaires placés entre le sol et  $6\text{ km}$  de hauteur:  $R(z) + H(z) = 0$ , en moyenne sur 24 heures. Un tel équilibre constitue le fruit d'une interprétation acceptable à propos

des processus en jeu, vu (a) la faible efficacité de la conduction de chaleur dans l'air, (b) l'impact en principe négligeable de l'advection horizontale de chaleur par le vent — c'est-à-dire en l'absence d'erreurs numériques — et (c) la non-prise en compte des changements de phase ( $LE$ ) dans l'air à l'intérieur du modèle.

L'intégration sur 24 heures du bilan énergétique du système sol – atmosphère reproduit à l'intérieur du modèle météorologique est illustré, dans la figure 2.10, par les triangles noirs. L'évolution temporelle des deux intégrations (cas sec en haut, cas humide en bas) présentent une certaine tendance asymptotique au début de la période de simulation, contrairement à l'évolution temporelle du respectif bilan énergétique au niveau du sol (voir figure 2.8, diagrammes inférieures). Les résultats correspondants au cas humide ne doivent pas être pris en considération au-delà du 12<sup>ème</sup> jour de simulation (294<sup>h</sup> dans ces figures), compte tenu de ce qui a été présenté ci-dessus à propos (a) des limites de la démarche employée et (b) de la dépendance des tels résultats face à certains aspects de la modélisation. Les deux tendances asymptotiques mentionnées peuvent être décrites de la façon suivante:

- pour le cas sec, l'intégration journalière du bilan radiatif au niveau de 6 km de hauteur s'éloigne de plus en plus de la condition d'équilibre (valeur nulle) à partir du troisième cycle diurne de la période de simulation;
- pour le cas humide, l'évolution temporelle de cette intégration se caractérise par un rapprochement progressif de la condition d'équilibre, en atteignant des valeurs plus faibles (de l'ordre de  $0.30 MJ.m^{-2}$  au 12<sup>ème</sup> jour de simulation) lorsqu'elles sont comparées à celles obtenues pour le cas sec.

Il serait difficile d'affirmer que ces deux tendances atteindraient, au bout d'un nombre assez considérable de jours de simulation, leurs valeurs limites respectives. L'analyse du diagramme inférieur (cas humide) montre que même une tendance asymptotique qui devient "relativement stationnaire" peut, d'un moment à l'autre, passer par une rupture d'origine numérique, situation après laquelle le système serait obligé de traverser une nouvelle période de réadaptation aux contraintes imposées.

La figure 2.11 compare les profils verticaux de l'intégration du bilan radiatif sur 24 heures, obtenus au premier cycle diurne reproductible et au dernier jour de simulation, pour les cas sec et humide en question. Les résultats correspondants à un même contenu en vapeur d'eau présentent des magnitudes et des répartitions verticales fort semblables, en indiquant l'adéquation du critère d'arrêt de la période de simulation sous ce point de vue. La dissemblance entre les profils associés aux deux cas constitue le

résultat final de toute une série de conséquences de l'augmentation du contenu intégré en vapeur d'eau: (a) accroissement de l'émissivité et de l'absorptance des couches d'air, (b) intensification des échanges radiatifs entre ces couches, et (c) hausse des températures au long du système sol – atmosphère. Le rôle joué par les processus non-radiatifs sur les profils verticaux du bilan radiatif ne doit pas être négligé, vu que le transfert turbulent de chaleur sensible et les profils de température se contrôlent mutuellement.

La figure 2.11 compare deux états thermodynamiques du système sol – atmosphère, associés à deux valeurs relativement extrêmes pour le contenu en vapeur d'eau. Les profils verticaux de  $\int_{24h} R(z, t).dt$  présentent des valeurs positives sur pratiquement toute l'étendue de l'atmosphère prise en compte à l'intérieur du modèle. Les valeurs obtenues à 6km de hauteur ne sont pas nulles:  $-0.74$  et  $0.25 MJ.m^{-2}$  respectivement pour les cas sec et humide lors du premier cycle diurne reproductible. Ces résultats peuvent être jugés significatifs, car ils correspondent à des éclaircissements énergétiques de  $-8.6$  et de  $2.9 W.m^{-2}$  moyens sur 24 heures. Ces déséquilibres restent virtuellement constants au-delà du premier cycle diurne reproductible (revoir figure 2.10), comme si le système sol – atmosphère avait enfin accepté l'impact des contraintes qui était à lui imposées depuis le début de la période de simulation. Les profils verticaux de l'intégration journalière du bilan radiatif s'annulent entre 4 et 5 km de hauteur pour le cas sec, et entre 6 et 70 km pour le cas humide.

Il doit être remarqué que le bilan radiatif à 6 km de hauteur n'est pas affecté seulement par les processus ayant lieu en dessous de ce niveau et représentés à l'intérieur du modèle. Ce bilan est évalué sous la forme:

$$R(6km, t) = K^\downarrow(6km, t) - K^\uparrow(6km, t) + L^\downarrow(6km, t) - L^\uparrow(6km, t) , \quad (2.18)$$

en dépendant de l'émission de rayonnement par la couche interposée entre 6 et 70 km, donné par  $L^\downarrow(6km, t)$ . Cette composante demeure la même tout au long de la période de simulation, sans subir la moindre interaction avec les couches atmosphériques situées entre le sol et la hauteur de 6 km. Les composantes correspondant au domaine des courtes longueurs d'onde exhibent un cycle diurne mais leurs valeurs ne varient pas d'un jour à l'autre, étant donné (a) que le profil initial d'humidité spécifique est réintroduit toutes les 24 heures entre le sol et la hauteur de 6 km, et (b) que la vapeur d'eau contenue dans la couche placée entre ce dernier niveau et 70 km ne subit aucun processus de changement de phase. L'intégration sur 24 heures du bilan radiatif à 6 km est donnée par:

$$\int_{24h} R(6km, t).dt = \int_{24h} K^\downarrow(6km, t).dt - \int_{24h} K^\uparrow(6km, t).dt + \int_{24h} L^\downarrow(6km, t).dt - \int_{24h} L^\uparrow(6km, t).dt . \quad (2.19)$$

La fermeture du bilan énergétique du système sol – atmosphère pris en compte dans le modèle météorologique à ce niveau se traduit par l'équilibre entre les quatre intégrations dans le membre droit de cette expression. La magnitude de ces termes est beaucoup plus importante que le résultat global du bilan, en ramenant l'interprétation de celui-ci à une discussion de résidus. A titre d'exemple, ces quatre termes assument respectivement des valeurs de l'ordre de 27.1, de 6.5, de 11.2 et de  $32.2 MJ.m^{-2}$  lors du premier cycle diurne reproductible pour  $W \simeq 1.67 g.cm^{-2}$  (le bilan lui-même ne dépasse pas  $0.4 MJ.m^{-2}$ ).

L'intégration sur vingt-quatre heures du bilan énergétique du système sol – atmosphère pris en compte par le modèle météorologique montre une certaine dépendance vis-à-vis du contenu en vapeur d'eau. Rappelons que les profils verticaux d'humidité spécifique sont soumis, à chaque lever de soleil, à la réintroduction des valeurs initiales respectives. Il s'impose, en conséquence, une analyse sur l'influence possible de ce type d'intervention, car elle peut ne pas se montrer la même d'un cas à l'autre.

### 2.3.3 – Impact des mesures de contrôle

L'obtention des cycles diurnes de température de surface du sol qui soient reproductibles sur vingt-quatre heures ne s'est montrée faisable qu'après l'application d'un jeu de mesures "de contrôle" sur le déroulement de la séquence de plusieurs jours de simulation. Ces mesures sont appliquées au moment du relancement du modèle de méso-échelle à chaque lever de soleil, consistant à réintroduire les valeurs initiales prises en compte pour certains paramètres (sommet de la couche limite planétaire et profils verticaux d'humidité et de vitesse horizontale du vent). Les paragraphes ci-dessous prétendent analyser les conséquences énergétiques de la réintroduction de ces deux profils.

L'évaluation du bilan énergétique du système sol – atmosphère fait appel, parmi d'autres variables, aux valeurs de l'éclairement tellurique ascendant à  $6km$  de hauteur, et en conséquence au profil vertical de température tout au long de la couche en dessous de ce niveau. L'influence du remplacement d'un profil d'humidité ou de vitesse du vent peut se faire sentir de plusieurs façons: (a) modification des propriétés optiques de l'atmosphère, donnant suite à un bilan radiatif différent; (b) impact sur le transfert turbulent, dépendant du profil vertical de vitesse du vent; (c) impact sur l'évaporation au niveau du sol, conditionnée par les valeurs de l'humidité spécifique dans l'air. Ces influences peuvent se manifester juste après le remplacement du profil concerné, donnant éventuellement origine à des

ruptures au long de l'évolution temporelle de certains résultats du modèle. L'évaluation de telles influences ne nous semble pas directe vu les couplages existants entre les paramètres du problème. En revanche, une indication du signe (et, sous un point de vue optimiste, de la magnitude) de leur impact pourrait être obtenue à partir de l'interprétation, dans des termes énergétiques, des manipulations opérées sur les profils verticaux impliqués.

La réintroduction d'un profil initial au moment du relancement du modèle au lever de soleil provoque une discontinuité sur l'évolution temporelle de la variable concernée. Cette discontinuité peut être quantifiée sous la forme de la différence entre les valeurs correspondantes au profil initial réintroduit et les valeurs respectives, niveau à niveau, obtenues comme résultat à la fin du cycle diurne précédent de simulation avec le modèle. Ces différences peuvent ensuite être intégrées tout au long de la couche atmosphérique affectée par la réintroduction des profils, et puis "traduites" dans des termes énergétiques selon une démarche spécifique.

L'exemple le plus parlant est celui associé à la réintroduction du profil vertical initial de concentration en vapeur d'eau. L'intégration des variations  $q(z)_{après} - q(z)_{avant}$  — c'est-à-dire, des différences entre les valeurs d'humidité spécifique "après" et "avant" la réintroduction du profil initial — permet l'obtention de la variation du contenu intégré en vapeur d'eau au long de la couche:

$$\begin{aligned} \Delta W &= W_{après} - W_{avant} = \\ &= \int_0^{6km} q(z)_{après}(z) \cdot \rho_{après}(z) \cdot dz - \int_0^{6km} q(z)_{avant}(z) \cdot \rho_{avant}(z) \cdot dz . \end{aligned} \quad (2.20)$$

Les valeurs  $\Delta W$  expriment les variations subies par la masse de vapeur d'eau contenue dans une colonne (d'air) de section transversale unitaire au niveau du sol, par exemple en  $kg \cdot m^{-2}$ . La traduction énergétique (en  $MJ \cdot m^{-2}$ ) de telles variations peut être obtenue par la multiplication de la chaleur latente de vaporisation de l'eau, exprimée en  $J \cdot kg^{-1}$ , ou plus précisément d'une valeur typique des conditions de température de l'air rencontrées au long des couches concernées. Le choix  $L_{vap} = 2.465 MJ \cdot kg^{-1}$ , associé à une température d'environ  $288 K$ , fournit des évaluations de  $L_{vap} \times \Delta W$  dont le premier chiffre significatif n'est pas affecté par la dépendance de la chaleur latente de vaporisation entre les valeurs extrêmes de température retrouvées à la sortie du modèle entre le sol et le niveau de  $6 km$  de hauteur à  $06^h$  du matin (c'est-à-dire, entre  $265$  et  $295 K$ ). La magnitude de cette traduction  $L_{vap} \times \Delta W$  peut atteindre des valeurs entre  $-1$  et  $0.5 MJ \cdot m^{-2}$  selon le contenu intégré en question, ainsi que montrer des variations au long de la période de 20 jours de simulation.

Cette ligne de raisonnement — évaluation des variations sur les profils au moment du relancement du modèle, ainsi que la traduction énergétique de l'effet intégré au long des couches atmosphériques concernées — a été appliquée à l'analyse de la réintroduction du profil initial des composantes horizontales du vent,  $u$  et  $v$ . Il s'agit, dans ce cas-là, d'évaluer la variation suivante:

$$\begin{aligned} \Delta EK &= EK_{\text{après}} - EK_{\text{avant}} = \\ &= \int_0^{6km} \rho_{\text{après}}(z) \cdot (u_{\text{après}}(z)^2 + v_{\text{après}}(z)^2) \cdot dz / 2 - \\ &- \int_0^{6km} \rho_{\text{avant}}(z) \cdot (u_{\text{avant}}(z)^2 + v_{\text{avant}}(z)^2) \cdot dz / 2 , \end{aligned} \quad (2.21)$$

correspondante à l'intégration de l'énergie cinétique associée au profil vertical de vitesse horizontale du vent, en considérant une colonne d'air de section transversale unitaire. La faible magnitude de  $\Delta EK$  (valeurs maximales de  $0.02 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$  sous les conditions rencontrées lors des simulations réalisées pour les cas sec et humide) a justifié l'abandon de toute autre analyse à propos d'une telle possible influence sur le déséquilibre énergétique du système sol – atmosphère.

Le tableau 2.4 présente, toujours pour les mêmes cas sec et humide, l'intégration sur 24 heures du bilan radiatif à  $6 \text{ km}$  de hauteur au cours du premier cycle diurne jugé reproductible, la variation  $\Delta W$  du contenu intégré en vapeur d'eau au début de la respective journée (au moment du relancement du modèle) et sa traduction énergétique.

Les variations  $\Delta W$  associées au lever des premiers jours reproductibles respectifs montrent des signes opposés entre les deux cas. Le résultat obtenu pour le cas sec représente une réduction du contenu intégré entre le niveau du sol et la hauteur de  $6 \text{ km}$ , de l'ordre de 5 %, comme s'il y avait eu déposition de rosée au lever de soleil. La variation associée au cas humide présente une faible magnitude (à peu près 0.2 % de la respective valeur totale  $W$ ). Ce dernier résultat peut être considéré non-significatif sous le point de vue numérique, puisque le contenu intégré en vapeur d'eau n'a pas de moyen de diminuer à l'intérieur du modèle de méso-échelle (manque des processus puits: la vapeur d'eau peut être seulement redistribuée entre les différents niveaux verticaux).

—

	cas sec, $W \simeq 0.66 \text{ g.cm}^{-2}$	cas humide, $W \simeq 3.57 \text{ g.cm}^{-2}$
intégration du bilan radiatif en $MJ.m^{-2}$ à 6 km de hauteur, au long du premier cycle diurne reproductible		
$\int_{24h} R(t).dt$	-0.74	0.25
variation en $g.cm^{-2}$ du contenu intégré de vapeur d'eau suite à la réintroduction du profil initial de concentration au lever de soleil avant le premier cycle diurne reproductible		
$\Delta W$	-0.023	0.006
traduction en $MJ.m^{-2}$ de l'effet de la réintroduction du profil initial de concentration en vapeur d'eau au lever de soleil avant le premier cycle diurne reproductible		
$L_{vap} \times \Delta W$	-0.57	0.15

Tableau 2.4: synthèse des différents résultats obtenus à propos du bilan énergétique du système, pour les cas sec et humide du tableau 2.3, lors du premier cycle diurne reproductible respectif.

—

Les traductions  $L_{vap} \times \Delta W$  ont montré, pour les deux cas, des magnitudes similaires et de même signe que les évaluations respectives de l'intégration journalière du bilan énergétique du système obtenues à 6 km de hauteur. Le raisonnement suivi ici consiste à justifier les déséquilibres observés à propos de ce bilan par la quantification des effets des mesures de contrôle appliquées sur le système. La magnitude des différences entre  $\int_{24h} R(6km, t).dt$  et  $L_{vap} \times \Delta W$  n'atteint que l'ordre de grandeur associé au déséquilibre énergétique vérifié au niveau du sol (revoir figure 2.8:  $0.2 MJ.m^{-2}$ ).

En acceptant ce raisonnement, l'obtention des valeurs non-nulles pour le bilan énergétique du système sol - atmosphère représenté à l'intérieur du modèle pourrait être associée aux possibles conséquences des mesures appliquées à chaque lever du jour, notamment la réintroduction du profil initial de concentration en vapeur d'eau. L'obtention de ces déséquilibres énergétiques peut être due, encore que partiellement, à un nombre d'autres aspects de la modélisation employée, tels que les contraintes prises en compte sous la forme de condition limite (l'existence de la couche tropicale au-dessus du niveau de 6 km de hauteur, la valeur retenue pour la température dans le sol à 104.54 cm de

profondeur, etc). Sous un point de vue simpliste, ces déséquilibres pourraient être considérés aussi bien artificiels que les interventions opérées à chaque lever du jour; les valeurs obtenues pour l'intégration sur vingt-quatre heures du bilan radiatif à 6 km de hauteur ne correspondraient pas à l'état énergétique réel du système, ainsi que la réintroduction du profil vertical initial de concentration en vapeur d'eau n'a aucun rapport avec la représentation physique des processus faite à l'intérieur du modèle. Ces déséquilibres énergétiques pourraient être jugés artificiels car l'obtention des cycles reproductibles ne serait (en principe) possible que pour un système en régime stationnaire (donc équilibré).

Cette discussion concernant le déséquilibre énergétique du système pris en compte par le modèle météorologique et les conséquences des mesures appliquées à chaque lever du jour pourrait être élargit à d'autres conditions pour plusieurs des variables impliquées. Le rôle joué par la vapeur d'eau justifie une analyse plus complète que la simple discussion de deux cas, même s'ils correspondent à des contenus intégrés relativement extrêmes. Le tableau 2.5 présente, pour six valeurs différentes de ce contenu, l'intégration du bilan radiatif sur 24 heures à ce dernier niveau et l'évaluation de la traduction énergétique de la réintroduction du profil initial de concentration en vapeur d'eau, toujours au premier cycle diurne reproductible en température de surface du sol. Les contenus  $W_0$  et  $W_5$  correspondent aux cas sec et humide du tableau 2.3, et la figure 2.12 illustre les six différents profils verticaux d'humidité spécifique.

	$\int_{24h} R(6km, t).dt$ ( MJ.m <sup>-2</sup> )	$L_{vap} \times \Delta W_i$ ( MJ.m <sup>-2</sup> )		premier jour reproductible
	( I )	( II )	( I - II )	
$W_0 \simeq 0.66 \text{ g.cm}^{-2}$	-0.74	-0.57	-0.17	10 <sup>ème</sup>
$W_1 \simeq 1.01 \text{ g.cm}^{-2}$	-0.58	-0.99	0.41	14 <sup>ème</sup>
$W_2 \simeq 1.67 \text{ g.cm}^{-2}$	-0.49	-0.91	0.42	13 <sup>ème</sup>
$W_3 \simeq 2.57 \text{ g.cm}^{-2}$	-0.21	-0.49	0.28	11 <sup>ème</sup>
$W_4 \simeq 3.48 \text{ g.cm}^{-2}$	0.25	-0.17	0.42	10 <sup>ème</sup>
$W_5 \simeq 3.57 \text{ g.cm}^{-2}$	0.25	0.15	0.10	10 <sup>ème</sup>

Tableau 2.5: comparaison, pour six différents contenus intégrés en vapeur d'eau, entre l'intégration du bilan radiatif à 6 km de hauteur sur le premier cycle diurne reproductible et la traduction de l'effet de la réintroduction du profil initial d'humidité spécifique au respectif lever de soleil. La dernière colonne indique le jour de simulation qui a été considéré comme le premier cycle diurne reproductible.

Le déséquilibre énergétique du système (colonne *I* du tableau 2.5) se montre une fonction monotone du contenu intégré en vapeur d'eau, entre deux valeurs extrêmes correspondantes aux cas sec et humide analysés au préalable. Sous des conditions atmosphériques relativement plus humides ( $W_4, W_5$ ), il aurait lieu un déséquilibre positif mais de faible magnitude, à peine plus intense que le déséquilibre énergétique au niveau du sol ( $0.15 MJ.m^{-2}$  pour le deux cas), dont l'occurrence serait due en principe aux erreurs numériques commises à l'intérieur du modèle. Sous des conditions atmosphériques relativement plus sèches ( $W_0, W_1$ ), ce déséquilibre atteindrait des magnitudes qui ne pourraient pas admettre une justification d'ordre numérique, en configurant une situation d'excès énergétique.

En revanche, la quantité  $L_{vap} \times \Delta W_i$  (colonne *II* du tableau 2.5) montre un comportement en fonction du contenu intégré en vapeur d'eau caractérisé par un maximum aux environs de  $W_i \simeq 1 g.cm^{-2}$ . Ce résultat — inattendu — demande une discussion supplémentaire à celle présentée ci-dessus pour les deux cas extrêmes, car pour les conditions intermédiaires (autour du maximum relatif mentionné) la différence entre les colonnes *I* et *II* de ce tableau fournit des chiffres dont les magnitudes sont au-delà des valeurs correspondantes aux cas sec et humide. Une valeur de l'ordre de  $0.40 MJ.m^{-2}$  correspondrait à un éclaircissement moyen de  $4.5 W.m^{-2}$  uniforme au long de la période de 24 heures, ou à une variation d'à peu près  $0.02 g.cm^{-2}$  pour le contenu intégré en vapeur d'eau. Une telle variation  $\Delta W_i$  ne pourrait pas être expliquée par les erreurs numériques associées à l'obtention de ce contenu intégré à partir du profil vertical d'humidité spécifique, évaluées autour de  $0.005 g.cm^{-2}$  pour les conditions de notre cas particulier. Le déséquilibre énergétique au niveau du sol — un résultat numérique, dont la magnitude ne dépasse que rarement  $0.15 MJ.m^{-2}$  — n'arriverait pas non plus à justifier le désaccord entre les deux colonnes en question.

Le raisonnement développé depuis quelques paragraphes à propos du calcul de  $L_{vap} \times \Delta W_i$  a pour but quantifier et justifier les déséquilibres énergétiques observés en haut du système sol – atmosphère pris en compte par le modèle météorologique. Cette justification s'est montrée adéquate (ou plausible) pour les deux cas extrêmes, car le bilan radiatif à  $6 km$  de hauteur et la traduction énergétique de  $\Delta W_i$  ont présenté des magnitudes semblables et de même signe; les écarts entre les deux quantités ont pu, encore, être expliqués par des arguments concernant l'occurrence d'erreurs numériques. Dans la présence des conditions intermédiaires pour le contenu intégré  $W_i$ , cette même justification dépasserait les expectatives: les valeurs obtenues pour  $L_{vap} \times \Delta W_i$  seraient capables de rendre acceptables (ou plausibles) des déséquilibres énergétiques plus intenses que ceux présentés dans la colonne *I* du tableau 2.5 .

Une explication possible pour le désaccord entre ces deux quantités pourrait être basée sur l'analyse de leurs procédés de calcul. La colonne *I* du tableau 2.5 présente des intégrations réalisées sur le cycle diurne, en configurant une évaluation moyenne sur 24 heures du bilan énergétique du système en dessous de 6 km de hauteur. Les variations  $\Delta W_i$ , en revanche, sont mesurées au lever du jour, moment où le profil initial de concentration en vapeur d'eau est réintroduit dans les simulations faites par le modèle de méso-échelle. Cet instant correspond aussi à la valeur de  $W_i$  la plus élevée au long de la journée, suite au processus d'évaporation et au manque de puits de vapeur d'eau à l'intérieur du modèle. L'évaluation de la quantité  $L_{vap} \times \Delta W_i$  serait en conséquence maximisée, en exagérant l'effet d'une variation de contenu en vapeur d'eau qui en réalité est progressive tout au long de la journée. La validité de cette ligne de raisonnement peut être testée en comparant la traduction de  $\Delta W_i/2$  — ordre de grandeur de la variation moyenne sur 24 heures pour le contenu intégré  $W_i$  — avec les valeurs affichées dans la colonne *I*. Il resterait un cas particulier ( $W_0$ ), pour lequel les plus importantes variations par rapport au profil initial ont lieu en début de matinée, car les faibles valeurs d'humidité relative de l'air favorisent d'avantage le processus d'évaporation.

Comme résultat subsidiaire aux analyses sur le bilan énergétique du système sol – atmosphère pris en compte dans les simulations effectuées avec le modèle de méso-échelle, la dernière colonne du tableau 2.5 identifie le premier jour reproductible respectif à chaque situation. La durée de la période de simulation nécessaire pour l'obtention d'un premier cycle diurne de température de surface relativement reproductible sur 24 heures se montre non-monotone comme fonction du contenu intégré en vapeur d'eau. L'observation d'un tel caractère nous permet de formuler une hypothèse, selon laquelle il y aurait deux régimes possibles pour que le système étudié puisse atteindre, dans un délai relativement plus court, une nouvelle condition d'équilibre suite à un changement quelconque subi par les forçages auxquels il est soumis. Ces régimes correspondraient à deux valeurs minimales pour la constante de temps du système sol – atmosphère. En considérant à titre d'exemple le rôle joué par la vapeur d'eau, ces deux régimes pourraient être esquissés de la façon suivante:

- sous des conditions atmosphériques relativement sèches, le système serait capable de perdre rapidement un éventuel surplus énergétique, vestige de la condition d'équilibre antérieure (plus humide);
- sous des conditions relativement humides, le sol et les couches inférieures de l'atmosphère interagiraient efficacement, vue la valeur relativement élevée de l'émissivité des couches d'air humide; l'augmentation du contenu en vapeur d'eau ferait croître la magnitude de telles interactions, en réduisant la durée de la période de transition traversée par le système entre deux situations d'équilibre.

Dans l'occurrence des conditions intermédiaires, il y aurait lieu des interactions radiatives entre les couches inférieures de l'atmosphère et le sol (et entre elles mêmes) (a) capables de retenir une fraction non négligeable du rayonnement émis vers l'espace, (b) mais encore impuissantes pour accélérer de façon significative les échanges thermiques entre les parties. Un tel raisonnement serait aussi applicable, en principe, aux variations du contenu total de l'ensemble des composants atmosphériques radiativement actifs, susceptibles d'affecter les processus en question, tels que le dioxyde de carbone et le méthane. Néanmoins, les contenus de ces composants se montrent relativement constants lorsqu'ils sont comparés à celui de la vapeur d'eau <sup>(3)</sup>, et leur impact dans l'établissement des deux régimes risque d'être négligeable.

En synthèse, le déséquilibre énergétique associé au système sol – atmosphère représenté à l'intérieur du modèle météorologique employé dépend, entre autres, du contenu intégré en vapeur d'eau. La réintroduction du profil initial d'humidité spécifique à chaque lever de soleil pourrait, en principe, justifier l'obtention d'un tel résultat. Ce déséquilibre énergétique serait, en fin de compte, artificiel, puisque les cycles diurnes de température deviennent reproductibles sur 24 heures (ou presque) tout au long du système, mettant en évidence l'occurrence d'un régime périodique. Ce raisonnement se montre cohérent, aussi, avec l'affaiblissement de la variation de l'énergie stockée dans le système au long de la progression de la période de simulation.

Les analyses précédentes ont été réalisées en l'absence complète d'aérosol dans l'atmosphère, étant donné l'intérêt apporté à l'établissement d'une démarche qui ne soit dépendante ni du type des particules en suspension ni de leur contenu. Le rôle joué par l'aérosol désertique sur le succès de cette démarche est discuté dans la section 3.2.5 (chapitre 3).

## 2.4 – Influence de la Condition Initiale

Toutes les analyses précédentes ont été basées sur des simulations obtenues à partir de l'application d'une même condition initiale pour la mise en route du modèle de méso-échelle, celle employée par Legrand *et al.* (1992) et présentée antérieurement (figure 2.2). Ce modèle, comme tout autre consacré à la simulation des phénomènes météorologiques, a été établi à partir d'un système d'équations

---

<sup>3</sup>L'occurrence des tendances séculaires pour le contenu atmosphérique de ces deux composants (parmi d'autres gaz à effet de serre tels que  $N_2O$ ) n'est pas pertinente dans cette présente discussion, vue leur faible impact intégré sur les échelles de temps associées aux processus physiques pris en compte dans nos simulations (de l'ordre de la dizaine de jours).

différentielles reliant les variations spatiales et temporelles des inconnues en jeu. L'obtention des solutions du problème dépend de l'intégration de ces équations, sur la grille spatiale spécifiée et tout au long de la période de temps d'intérêt. L'intégration temporelle est réalisée à partir d'une condition initiale pour chacune des inconnues, dont le choix au préalable peut suivre les motivations les plus diverses. Ces solutions dépendent des choix effectués, en toute analogie à l'association entre les solutions analytiques d'une équation différentielle et les valeurs adoptées pour les constantes d'intégration. Les paragraphes suivants discutent les principaux résultats obtenus à propos du problème, et fournissent une évaluation de l'ordre de grandeur de l'impact de ce choix sur la température de surface du sol et d'autres résultats d'intérêt.

Le tableau 2.6 présente les tests réalisés. Quatre conditions initiales ont été comparées: celle appliquée tout au long du présent mémoire et trois autres, obtenues par simulation en faisant appel au modèle de méso-échelle et en considérant la condition initiale employée par Legrand *et al.*. Ces dernières conditions constituent les situations rencontrées à la fin de trois cycles diurnes reproductibles sur vingt-quatre heures, chacun le premier de sa série, lors des simulations effectuées en présence des contenus en vapeur d'eau  $W_0$ ,  $W_2$  et  $W_5$  (environ 0.66, 1.67 et  $3.57 \text{ g.cm}^{-2}$  respectivement). L'unique différence entre ces quatre conditions initiales réside dans le profil de température entre 1 m de profondeur et 6 km de hauteur, puisqu'elles correspondent à un seul profil de vitesse et de direction pour la composante horizontale du vent, celui présenté dans la figure 2.2. Un deuxième jeu de tests pourrait éventuellement comparer des conditions initiales associées à différents profils dynamiques (vent) mais à un même profil de température.

La figure 2.13 compare les profils de température pris en considération dans ces quatre conditions initiales. La ressemblance entre les trois profils obtenus par simulation est assez remarquable au-dessus de 100 m de hauteur, malgré le fait qu'ils correspondent à des répartitions verticales d'humidité spécifique fort distinctes au-dessus de ce niveau (voir figure 2.12). Ces trois profils sont caractérisés par des valeurs de température de surface du sol progressivement plus élevées au fur et à mesure qu'augmente le contenu en vapeur d'eau dans l'atmosphère, constituant un résultat attendu en raison des échanges en rayonnement tellurique au cours de la nuit (rappelons que ces profils ont été obtenus juste avant le lever du soleil). Les trois profils montrent, aussi, une inversion de température au-dessus du sol plus intense que celle correspondant à la condition initiale de Legrand *et al.*

simulation	contenu en vapeur d'eau dans l'atmosphère	profils de température employés comme condition initiale
$S_L(W_0)$ (Figure 2.5)	$W_0 \simeq 0.66 \text{ g.cm}^{-2}$ (cas sec)	d'après Legrand <i>et al.</i>
$S_L(W_2)$	$W_2 \simeq 1.67 \text{ g.cm}^{-2}$ (cas intermédiaire)	d'après Legrand <i>et al.</i>
$S_L(W_5)$ (Figure 2.6)	$W_5 \simeq 3.57 \text{ g.cm}^{-2}$ (cas humide)	d'après Legrand <i>et al.</i>
$S_5(W_0)$ (Figure 2.14)	$W_0$	résultat obtenu à la fin du premier cycle diurne reproductible dans la simulation $S_L(W_5)$
$S_0(W_5)$ (Figure 2.15)	$W_5$	résultat obtenu à la fin du premier cycle diurne reproductible dans la simulation $S_L(W_0)$
$S_2(W_0)$ (Figure 2.16)	$W_0$	résultat obtenu à la fin du premier cycle diurne reproductible dans la simulation $S_L(W_2)$
$S_2(W_5)$ (Figure 2.17)	$W_5$	résultat obtenu à la fin du premier cycle diurne reproductible dans la simulation $S_L(W_5)$

Tableau 2.6: synthèse des tests réalisés dans le cadre de l'analyse de la dépendance entre certains résultats du modèle météorologique et la condition initiale (sol et atmosphère) employée pour sa première mise en route. Le code  $S_L(W_x)$  indique les simulations effectuées en considérant un contenu intégré en vapeur d'eau  $W_x$ , tout en partant de la condition initiale employée par Legrand *et al.* (1992). D'autre part, une simulation dénotée par le code  $S_y(W_x)$  a été effectuée en tenant compte d'un contenu en vapeur d'eau  $W_x$  et en partant d'une condition initiale donnée par le profil de température à la fin du premier cycle diurne reproductible de la simulation  $S_L(W_y)$ .

—

Chacune des figures 2.14-2.17 compare les résultats obtenus à partir de l'application de deux conditions initiales distinctes, celle de Legrand *et al.* et une des trois autres. Les deux diagrammes supérieurs montrent les évolutions temporelles respectives sur vingt jours pour la température correspondant à trois niveaux verticaux et à deux moments de la journée. Le troisième diagramme présente la différence entre deux premiers cycles diurnes reproductibles sur 24 heures pour la température de surface du sol, chacun des deux étant obtenus à partir d'une des conditions initiales en question.

L'impact du choix adopté est mesuré par les différences entre deux cycles diurnes reproductibles, les résultats issus de l'application de la condition initiale de Legrand *et al.* étant retenus comme référence.

Les diagrammes en haut des figures 2.14-2.17 illustrent des évolutions temporelles qui présentent, au début de la période de simulation, des tendances asymptotiques dépendantes de l'écart vérifié entre les profils de température qui correspondent aux conditions initiale et finale (ici, au vingtième cycle diurne). Ces écarts sont moindres entre les profils associés aux contenus intégrés  $W_0$  et  $W_2$  (ou  $W_2$  et  $W_5$ ) que entre ceux relatifs aux contenus  $W_0$  et  $W_5$  (revoir figure 2.13). Plus distinctes sont les conditions initiale et finale, plus lente est l'adaptation du système sol – atmosphère. Une telle adaptation n'est pas uniforme sur l'ensemble du système, étant donné les différents processus ayant lieu en chaque sous-système: sol, interface sol / atmosphère, couche limite planétaire, atmosphère libre.

La partie supérieure de ces figures met en évidence le fait que l'adoption de deux conditions initiales distinctes permet d'obtenir de solutions relativement semblables au bout d'environ une dizaine de jours de simulation, au long du cycle diurne et à des niveaux du système sol – atmosphère autres que la surface du sol. Le diagramme inférieur dans chacune de ces quatre figures présente l'écart entre les deux cycles reproductibles de température de surface du sol respectifs: il évalue l'importance du choix de la condition initiale ou l'impact du remplacement de la condition initiale employée par Legrand *et al.* dans nos simulations. Cet impact peut présenter lui-même un certain cycle diurne au cours de la journée et autour d'une valeur moyenne non-nécessairement nulle (voir par exemple la figure 2.14). L'occurrence des valeurs extrêmes d'un tel impact en début d'après-midi peut être vue comme une conséquence systématique de l'application d'un critère uniforme tout au long de la journée ( $0.25 K$ ) pour tester la reproductibilité relative des cycles diurnes de température de surface du sol. Ce type de résultat pourrait éventuellement justifier, dans le cadre d'une évolution de la démarche ici entreprise, l'application de critères encore plus sévères dans certains moments du cycle diurne. D'autre part, la dépendance des résultats obtenus au premier cycle diurne reproductible serait (en principe) plus intense si le critère adopté pour "arrêter" la période de simulation était moins restrictif. Le raisonnement inverse — l'éventuelle prise en compte d'un critère plus draconien, cherchant des résultats indépendants de la condition initiale — ne doit pas être suivi étant donné la nature du problème concerné: un problème à condition initiale.

La condition initiale prise en compte a une influence sur les cycles diurnes de température de surface du sol obtenus après plusieurs jours de simulation, et une telle influence semble diminuer au fur et à mesure qu'augmente ce nombre de jours. Les diagrammes inférieurs des figures 2.14-2.17

montrent que cette influence peut atteindre  $2 K$  lorsque son évaluation prend en compte des résultats obtenus aux premiers cycles diurnes reproductibles (aux environs du dixième jour de simulation). La même évaluation, si elle était faite à partir des résultats relatifs au 20<sup>ème</sup> jour de simulation, fournirait des valeurs plus réduites pour l'impact du choix de la condition initiale, de l'ordre de  $\pm 0.5 K$ .

L'impact de ce choix a été mesuré à partir des résultats issus de l'emploi d'une même condition initiale, vu que les tests analysés ci-dessus étaient consacrés à fournir une première idée sur l'influence que le choix d'autres éventuelles conditions initiales pourrait avoir sur les résultats présentés au cours de ce mémoire. Cette influence serait suffisante pour permettre d'obtenir, pour un même jeu de valeurs, pour les paramètres géophysiques impliqués dans le problème, deux différents cycles diurnes reproductibles de température de surface du sol. La différence entre eux ne serait pas obligatoirement constante au long de la journée et pourrait atteindre, selon le contenu intégré en vapeur d'eau dans l'atmosphère,  $\pm 2 K$ .

Les figures 2.5 et 2.6 ont présentée, dans leur partie inférieure, les différences entre (a) les températures de surface du sol obtenues lors du premier cycle diurne reproductible et (b) celles associées au vingtième jour de simulation. La partie supérieure des figures 2.14-2.17 a mis en évidence une certaine convergence des résultats durant la période de vingt jours, malgré l'occurrence d'écarts parfois assez importants au cours du premier cycle diurne. La partie inférieure de ces dernières figures a présenté l'impact du choix adopté concernant la condition initiale appliquée au début de la période de simulation, mesuré entre deux cycles diurnes reproductibles de température de surface. Cette différence, évaluée à partir des résultats relatifs aux vingtièmes cycles diurnes de chaque série, s'est montrée plus faible et presque constante au cours de la journée. Il nous semble possible, en conséquence, d'interpréter l'impact du choix effectué à propos de la condition initiale en termes de l'écart observé entre les résultats associées au premier cycle diurne reproductible et ceux obtenus à la fin de la période de 20 jours. Soulignons que les deux informations montrent une certaine évolution diurne — maximum en milieu de journée — et des magnitudes semblables.

Ces deux informations représentent deux évaluations sur le succès de la démarche envisagée dans notre mémoire, dont l'axe repose sur l'analyse de résultats associés à des cycles diurnes reproductibles. Le vingtième jour de simulation constitue, dans la plupart des cas, un cycle diurne encore plus reproductible; il nous permet de préciser l'influence de certains choix adoptés tels que le critère d'arrêt ( $\pm 0.25 K$  en température de surface) ou l'impact de la condition initiale. Ces deux choix constituent deux aspects d'un même problème, celui d'identifier — et le plutôt possible au cours de la période de simulation — un cycle diurne qui puisse être retenu pour les analyses suivantes. L'éventuelle

application d'un critère plus sévère (p.ex.,  $\pm 0.10 K$  d'un jour à l'autre) aurait comme conséquence l'identification d'une journée encore plus éloignée du premier lancement du modèle, en donnant naissance à des résultats encore moins dépendants des profils choisis pour l'initialisation de la période de simulation.

Evaluer l'influence du choix effectué à propos de la condition initiale revient, selon ce point de vue, à estimer l'erreur commise lors de l'arrêt de la période de simulation. Les paragraphes ci-dessous analysent cet aspect du sujet dans le cadre de la comparaison entre les résultats issus de deux périodes de simulation distinctes, associées respectivement à des conditions atmosphériques en présence et en l'absence d'aérosol.

### Choix de la condition initiale et impact de l'aérosol

L'impact de la condition initiale adoptée sur les températures de surface du sol résulte, en fin de compte, de toute une série d'influences sur le système sol – atmosphère représenté à l'intérieur du modèle de méso-échelle. L'occurrence d'une modification de la température de surface requiert que le bilan énergétique au niveau du sol soit affecté, et ainsi par conséquent le bilan radiatif, ses composantes, les profils verticaux respectifs, et les profils de température de l'air et dans le sol — pour ne mentionner que les aspects les plus évidents du sujet. Le rôle joué par la condition initiale sur ces aspects est analysé ci-dessous pour la comparaison la plus défavorable de celles présentées ci-dessus (figure 2.16, simulations  $S_L(W_0)$  et  $S_2(W_0)$ ), en milieu de journée.

Les figure 2.18 et 2.19 montrent les profils verticaux des composantes du bilan radiatif et des températures (sol et atmosphère) obtenus à partir de ces deux simulations lors des premiers cycles diurnes reproductibles respectifs, ainsi que les écarts en jeu. L'impact du choix effectué pour la condition initiale sur les composantes relatives au domaine des courtes longueurs d'onde ne dépasse pas  $1 W.m^{-2}$  (non détectable sur ces diagrammes) et peut être justifié par l'occurrence de répartitions verticales légèrement distinctes pour l'humidité spécifique entre les deux cas. En revanche, les composantes de grandes longueurs d'onde subissent des modifications jugées significatives, notamment l'éclairement ascendant (plus que  $13 W.m^{-2}$ ), fortement influencé par l'émission de rayonnement au sol. L'influence de la condition initiale sur les profils verticaux de température se montre virtuellement constante entre 20 cm de profondeur et 1 km de hauteur, tout en respectant une différence assez importante (de l'ordre de 10 K) entre les valeurs absolues observées à la surface du sol et à 2 m de hauteur. L'occurrence de différences constantes entre deux niveaux met en évidence l'obtention de profils verticaux parallèles (comme ceux en haut à gauche de la figure 2.18) lors de la comparaison, à un même instant de la

journée, de deux cycles diurnes reproductibles sur 24 heures.

L'influence du choix effectué à propos de la condition initiale sur les résultats issus de l'analyse de cycles diurnes reproductibles sur 24 heures peut être mesurée, comme ci-dessus, sous la forme d'une différence entre les valeurs respectives des grandeurs physiques en jeu. La magnitude de cette différence peut être interprétée, en première approximation, comme l'ordre de grandeur de l'incertitude associée aux résultats associés à une simulation isolée, faite à partir d'une condition initiale donnée. La connaissance d'une telle incertitude s'avère encore plus importante lors de la comparaison entre les résultats issus de deux simulations effectuées en prenant compte de deux valeurs distinctes pour un paramètre quelconque: cette connaissance permet de juger si l'influence de ce paramètre se montre significative ou non, tout en dépendant de la magnitude de la différence entre les jeux de résultats. Ce type de comparaison est réalisé dans le sous-chapitre 3.2 à propos de l'impact de l'aérosol, imposant qu'un certain nombre d'incertitudes soit quantifié.

L'analyse des résultats correspondant aux premiers cycles diurnes reproductibles sur 24 heures associés aux simulations  $S_L(W_0)$  et  $S_2(W_0)$ , tels que ceux présentés dans les figures 2.18 et 2.19, permet l'évaluation des incertitudes suivantes:

- $\pm 2 K$  pour les températures de l'air, dans le sol et à sa surface;
- $\pm 1 W.m^{-2}$  pour les composantes de courtes longueurs d'onde du bilan radiatif,  $K^\downarrow$  et  $K^\uparrow$ ;
- $\pm 5 W.m^{-2}$  pour l'éclairement descendant de grandes longueurs d'onde,  $L^\downarrow$ ;
- $\pm 13 W.m^{-2}$  pour l'éclairement ascendant de grandes longueurs d'onde,  $L^\uparrow$ ; et
- $\pm 10 \%$  sur les valeurs absolues du taux de refroidissement radiatif et de ses composantes.

L'estimation de l'impact de l'aérosol est faite par l'intermédiaire de différences entre les résultats issus de deux simulations, faites en présence ( $a$ ) et en l'absence ( $c$ ) de particules en suspension. Le jugement sur l'importance (significative ou non) de cet impact fait appel en conséquence à l'analyse de deux quantités: par exemple, pour les températures associées à un niveau  $z$  de la grille du modèle, il s'agit de comparer la différence

$$\Delta T(z, t) = T_a(z, t) - T_c(z, t) , \quad (2.22)$$

avec l'incertitude associée à cette même différence, estimée par:

$$\delta[\Delta T(z, t)] = \left( \delta^2[T_a(z, t)] + \delta^2[T_c(z, t)] \right)^{1/2} \simeq 3 K . \quad (2.23)$$

Une telle estimation est acceptable en raison de l'absence (supposée) de corrélation entre les deux températures en jeu,  $T_a(z, t)$  et  $T_c(z, t)$ , étant donné qu'elles résultent de deux simulations distinctes, malgré l'adoption d'une condition initiale commune. Ce calcul ne s'applique pas, par exemple, à l'incertitude du bilan radiatif vu que sa valeur dépend de plusieurs résultats issus d'une même simulation:

$$R = K^\downarrow - K^\uparrow + L^\downarrow - L^\uparrow , \quad (2.24)$$

pour un instant donné et à un même niveau vertical dans l'atmosphère. La difficulté d'évaluer la magnitude des corrélations existantes entre ces termes rend plus simple l'acceptation de l'incertitude maximale:

$$\delta[R] = \delta[K^\downarrow] + \delta[K^\uparrow] + \delta[L^\downarrow] + \delta[L^\uparrow] \simeq 20 \text{ W.m}^{-2} . \quad (2.25)$$

Ainsi, l'impact de la présence d'aérosol sur le bilan radiatif et sur ses composantes doit être comparé avec les incertitudes données par:

$$\delta[\Delta R] = \left( \delta^2[R_a] + \delta^2[R_c] \right)^{1/2} \simeq 30 \text{ W.m}^{-2} \quad (2.26)$$

$$\delta[\Delta K^\downarrow] = \left( \delta^2[K_a^\downarrow] + \delta^2[K_c^\downarrow] \right)^{1/2} \simeq 2 \text{ W.m}^{-2} \quad (2.27)$$

$$\delta[\Delta K^\uparrow] = \left( \delta^2[K_a^\uparrow] + \delta^2[K_c^\uparrow] \right)^{1/2} \simeq 2 \text{ W.m}^{-2} \quad (2.28)$$

$$\delta[\Delta L^\downarrow] = \left( \delta^2[L_a^\downarrow] + \delta^2[L_c^\downarrow] \right)^{1/2} \simeq 5 \text{ W.m}^{-2} \quad (2.29)$$

$$\delta[\Delta L^\uparrow] = \left( \delta^2[L_a^\uparrow] + \delta^2[L_c^\uparrow] \right)^{1/2} \simeq 19 \text{ W.m}^{-2} . \quad (2.30)$$

L'acceptation d'une incertitude relative ( $\pm 10 \%$ ) pour le taux de refroidissement radiatif rend plus complexe l'accès à la magnitude du critère d'importance (significative ou non) à appliquer aux résultats de ce type concernant l'impact de l'aérosol. L'estimation de l'incertitude  $\delta[\Delta(\partial T/\partial t)]$  requiert la connaissance des deux valeurs absolues à chaque situation particulière, pour chaque niveau de la grille vertical et à chaque instant de temps d'intérêt, en demandant une analyse beaucoup plus coûteuse que celle faite sur les composantes du bilan radiatif et les températures. Une telle analyse est considérée secondaire dans le cadre de ce mémoire.

Les évaluations faites ci-dessus constituent des estimations préliminaires de l'incertitude à accepter lors de l'analyse des résultats obtenus, suite à l'influence du choix effectué concernant la condition initiale. Ces estimations sont pessimistes et leur application peut éventuellement donner naissance à des jugements défavorables vis-à-vis de l'impact associé à la présence d'aérosol, lors des situations où cet impact semble réduit. Néanmoins, la prise en compte d'incertitudes relativement élevées rend plus claire l'identification des influences majeurs en jeu.

## 2.5 – Conclusions

L'intérêt pour l'étude des situations stationnaires a été justifié précédemment: une telle démarche permettrait une première analyse des réponses du système sol – atmosphère, basée sur des résultats qui, en principe, ne seraient pas affectés par des phénomènes transitoires. Un jeu de cycles diurnes correspondants aux différentes conditions pour les divers forçages auxquels est soumis le système constituerait, en fait, un ensemble de “cas de référence” pour l'analyse du problème en question, étant donné la multitude des possibilités offerte par l'occurrence de phénomènes transitoires. Dans ce chapitre, nous nous sommes fixés à établir une démarche particulière d'utilisation du modèle de méso-échelle, ayant par but l'obtention des cycles diurnes reproductibles, notamment pour la température de surface du sol.

L'application d'un certain nombre de mesures de contrôle au moment de la reinitialisation du modèle à chaque jour de simulation s'est montrée nécessaire pour que cet objectif soit atteint: la réintroduction des profils verticaux initiaux des composantes horizontales du vent et de la concentration en vapeur d'eau, et la reinitialisation de la hauteur du sommet de la couche limite. L'obtention des cycles diurnes relativement reproductibles pour la température de surface du sol — à  $0.25\text{ K}$  près — s'est montrée faisable, mais la durée de la période nécessaire pour qu'un premier cycle diurne puisse être jugé reproductible dépend du contenu intégré en vapeur d'eau dans l'atmosphère. Cette dépendance n'est pas monotone (revoir tableau 2.5). Le succès de la démarche s'est montré, aussi, dépendant du contenu en vapeur d'eau: l'analyse des résultats issus du modèle a révélée l'occurrence de “ruptures” sous des conditions plutôt humides (les cas  $W_4$  et  $W_5$ ), comme celles illustrées dans la figure 2.8 . Ce type de résultat a été interprété comme non-significatif, au-delà des limites de fiabilité des simulations entreprises.

Les analyses effectuées à propos du bilan énergétique du système sol – atmosphère lors des cycles diurnes reproductibles ont mis en évidence l'occurrence de déséquilibres. L'influence d'erreurs numériques semble être à l'origine des valeurs non-nulles obtenues pour le bilan au niveau du sol, imposé comme équilibré dans l'évaluation des températures de surface du sol. L'intégration sur 24 heures du flux de conduction vers le sol ne devient pas nulle au fur et à mesure que le temps de simulation progresse, indiquant l'occurrence des variations jour-à-jour pour l'état thermodynamique du système même après 20 jours de simulations. L'inertie des couches d'air jouerait un rôle décisif dans la définition de ce type de résultat. Le bilan énergétique du système sol – atmosphère pris en compte dans le modèle (entre  $1\text{ m}$  de profondeur et  $6\text{ km}$  de hauteur) a été évalué par le bilan radiatif

à ce dernier niveau, malgré les effets systématiques dûs à la couche artificielle interposée entre la grille du modèle et 70 *km* de hauteur. Ce bilan radiatif s'est montré déséquilibré, les magnitudes pouvant être justifiées par l'impact de la réintroduction du profil initial d'humidité spécifique à chaque lever de soleil, en l'absence d'aérosol.

Les résultats obtenus présentent, comme n'importe quel produit d'un modèle météorologique, une certaine dépendance vis-à-vis de la condition initiale adoptée pour l'intégration des équations en jeu. Les tests analysés à ce propos ont mis en évidence que les profils verticaux de température à la proximité de la surface du sol se montrent, tout au long de la période de simulation, de moins en moins sensibles au choix effectué. L'analyse du premier cycle diurne reproductible sur chacune de ces périodes — typiquement aux environs du dixième jour de simulation — concerne, en conséquence, des résultats peu dépendants de cet aspect du sujet. Néanmoins, cette dépendance a été retenue pour la suite, en permettant d'analyser l'importance de la différence entre deux résultats issus de simulations distinctes. Cette différence évalue, en outre, les conséquences de l'arrêt de la période de simulation.

La démarche établie au long de ce chapitre est capable, donc, de fournir des cycles diurnes qui admettent être jugés reproductibles à partir de l'analyse sur 24 heures des valeurs obtenues pour la température de surface du sol. Les cycles diurnes résultants peuvent, dans une certaine mesure, être associés à des conditions stationnaires pour le système sol – atmosphère représenté à l'intérieur du modèle, vues les analyses effectuées à propos de son bilan énergétique et de l'effet des interventions opérées à chaque lever de soleil. Les cycles diurnes de température de surface obtenus comme résultat se montrent dépendants de la condition initiale employée au début de la période de simulation, pouvant atteindre  $\pm 2 K$  en milieu de journée. Le chapitre suivant présente les résultats obtenus à l'aide de cette démarche.

— ★ ★ —

**Chapitre 3 –  
Impact de l'Aérosol Désertique  
sur le Bilan Radiatif au Sol et  
sur les Profils de Température**

## Introduction

La littérature contient un certain nombre d'analyses sur l'influence des poussières d'origine désertique sur les bilans radiatif et énergétique du système sol – atmosphère, autour et à l'intérieur de la plus grande étendue aride de la planète: l'ensemble Sahara / Arabie. Cette région a été étudiée en suivant d'autres motivations que les nôtres, telles que l'évaluation de son rôle (aussi bien énergétique que dynamique) sur la météorologie de large-échelle (p.ex.: Smith, 1986a, 1986b). Malgré l'éventuelle absence d'information concernant la présence d'aérosol, ces études nous apportent des observations complémentaires sur les grandeurs d'intérêt (éclaircissements, températures), ainsi qu'une vision élargie du contexte géophysique en question.

La présence de particules en suspension diminue l'ensoleillement direct et augmente le rayonnement diffus en provenance du ciel, tout en modifiant le cycle diurne d'échauffement / refroidissement du sol. Ces modifications sont capables d'altérer de façon significative les composantes du bilan énergétique au niveau du sol ainsi que la structure de la couche limite planétaire dans la région Sahélienne entre les mois de Novembre et de Février. La magnitude non-négligeable d'un tel impact est en partie due à la réunion de deux particularités: (a) l'absence presque totale de couverture végétale (en raison des contraintes du cycle annuel de pluies) et en conséquence d'évaporation au niveau du sol, et (b) l'ensoleillement diurne relativement élevé, suite à une combinaison favorable de facteurs géographiques et astronomiques. Les cycles diurnes du bilan radiatif au sol et des températures de l'air et à la surface du sol sont amortis lors de l'occurrence de conditions associées à de valeurs réduites de visibilité horizontale — un indicateur approximatif du contenu en aérosol dans la basse atmosphère. Les valeurs maximales en milieu de journée chutent et les valeurs minimales durant la nuit haussent, dans les deux cas suite aux modifications subies par le bilan radiatif au niveau du sol: réduction de l'ensoleillement (jour) et intensification de l'émission de rayonnement par l'atmosphère (nuit) (Druilhet & Durand, 1984; Frangi *et al.*, 1992).

L'impact de la présence des poussières d'origine désertique n'est pas limité à l'interface entre le sol et l'atmosphère: il peut se montrer présent tout au long de la troposphère inférieure — jusqu'à quelques kilomètres de hauteur —, tout en dépendant de la répartition verticale des particules en suspension et des conditions associées aux autres variables du problème. L'influence sur les températures de surface

induirait, aussi, des modifications sur les profils de températures dans le sol.

Les connaissances disponibles à l'heure actuelle concernant l'influence de l'aérosol désertique sur le système sol – atmosphère sont, en grande partie, originaires de l'analyse des résultats issus de la réalisation de trois expériences autour de la région Sahara / Arabie au cours des années 1970:

- le *Global Atmospheric Tropospheric Experiment* (GATE), mis en oeuvre mi-1974 au large des îles du Cap-Vert (Carlson & Benjamin, 1980);
- le *Summer Monsoon Experiment* (MONEX), mis en oeuvre mi-1979 en Arabie et sur la Mer d'Oman (Ackerman & Cox, 1982; Ellingson & Serafino, 1984); et
- l'expérience ECLATS, mise en oeuvre en Novembre/Décembre 1980 dans la région Sahélienne, aux environs de Niamey (Fouquart *et al.*, 1987b).

L'étude de Carlson & Benjamin (1980) constitue une série de simulations du bilan radiatif au long des premiers kilomètres au-dessus du sol faisant appel à une description relativement complète des propriétés optiques de l'aérosol d'origine désertique. Les trois autres études ont comparé des observations faites à l'aide de radiomètres aéroportés avec les simulation radiatives effectuées sur les profils verticaux respectifs de température de l'air, concentration en vapeur d'eau et répartition du contenu total en particules. L'accord entre les observations et les calculs s'est montré satisfaisant dans la plupart des cas, l'impact de l'aérosol étant parfois en dessous de la magnitude des incertitudes expérimentales.

Cet ensemble d'études met en évidence le fait que la surface au sol se refroidit en milieu de journée et que l'atmosphère s'échauffe, suite à la présence de poussières désertiques en suspension. La surface subit aussi un échauffement relatif durant la nuit en présence d'aérosol, car celui-ci contribue à intensifier les échanges en rayonnement tellurique entre l'atmosphère et le sol, en ralentissant le refroidissement nocturne. L'interaction entre les particules en suspension et le rayonnement des grandes longueurs d'onde joue un certain rôle même au cours de la période diurne, minimisant les effets de la réduction de l'ensoleillement. L'impact global de l'aérosol sur le système comprenant la colonne d'air et le sol peut être résumée par l'échauffement des régions continentales (désertiques) et par le refroidissement des régions océaniques affectées. Une telle dépendance entre le signe de l'impact et le type d'environnement a été vérifiée aussi bien par simulation radiative (Carlson & Benjamin, 1980) que par l'analyse du bilan radiatif au sommet de l'atmosphère en faisant appel à des données acquises depuis l'espace (Ackerman & Chung, 1992).

Outre l'influence "directe" sur les profils verticaux de température au long du système sol – at-

mosphère, commentée ci-dessus, les poussières en suspension pourraient affecter indirectement ces mêmes profils. Carlson & Benjamin (1980) ont mis en évidence que les modifications subies par les températures de surface du sol et par les températures de l'air dans la troposphère inférieure seraient capables d'altérer significativement la stabilité thermodynamique de celle-ci, entraînant des conséquences sur le développement de la convection humide (p.ex., sur la formation de nuages du type *cumulus*).

Le rôle des caractéristiques physico-chimiques des poussières d'origine désertique sur l'impact de l'aérosol constitue un thème de recherche justifié: d'abord parce que ces caractéristiques varient avec le temps et la position géographique à partir de l'instant et du point où les particules sont soulevées; et puis parce que ces caractéristiques — notamment la répartition granulométrique — exercent un contrôle non-négligeable sur les propriétés optiques de l'ensemble de particules en suspension (Fouquart *et al.*, 1987b; Westphal *et al.*, 1987). L'influence de la granulométrie sur les profils des températures de l'air durant la nuit semble cohérent avec les observations faites au long de la couche limite planétaire (Guedalia *et al.*, 1984). Même le signe de l'impact de l'aérosol désertique sur le système sol – atmosphère au-dessus de régions continentales dépendrait, selon certains auteurs (p.ex.: Grassl, 1988), de l'importance relative des petites et des grosses particules ( $r < 1$  et  $r > 1 \mu\text{m}$  respectivement).

Ce chapitre est consacré à l'impact de l'aérosol désertique sur le bilan radiatif au sol et sur les profils verticaux de température, évalué à partir des résultats correspondant à des cycles diurnes reproductibles, ceux-ci obtenus par l'intermédiaire de la démarche établie et testée au cours du chapitre précédent. L'évaluation de cet impact est effectuée à chaque fois sous la forme d'une comparaison entre les résultats respectifs, issus de deux simulations distinctes avec le modèle météorologique, la première en présence et la deuxième en l'absence d'aérosol.

Le sous-chapitre 3.1 synthétise plusieurs résultats concernant les facteurs "non-aérosol" du problème tels que le contenu en vapeur d'eau dans l'atmosphère et les propriétés radiatives de la surface au sol, de façon à estimer leur importance sur les températures de surface du sol en l'absence d'aérosol. Ces mêmes résultats sont employés au cours du sous-chapitre suivant comme référence dans l'évaluation de l'influence des poussières.

Les analyses présentées dans le sous-chapitre 3.2 insistent sur le signe plutôt que sur la magnitude de l'impact de l'aérosol désertique. Cette stratégie a été adoptée pour trois raisons, la première étant la souplesse lors de l'interprétation en parallèle d'un grand nombre d'informations à la fois. La deuxième représente un souci, celui de ne pas permettre que l'importance de l'influence de l'aérosol soit

exagérée: il nous paraît évident que la présence d'une couche de poussières associée à une épaisseur optique verticale de 4 aura des conséquences beaucoup plus significatives que celles d'une couche correspondant à une épaisseur optique de 1. Nous avons retenu cette dernière valeur comme extrême dans notre étude, puisqu'elle représente l'ordre de grandeur du contenu total en aérosol associé aux conditions géophysiques dans lesquelles Cautenet *et al.* (1992) ont validé plusieurs aspects de la modélisation employée ici.

La troisième raison pour laquelle nous attribuons une plus grande priorité au signe de l'impact de l'aérosol se justifie par le fait que la totalité des résultats est analysée lors de l'occurrence de deux granulométries opposées sous l'angle de vue de la présence des grosses particules. Ces granulométries sont prises en compte lors des simulations sous la forme de deux modèles d'aérosol relativement extrêmes, le *background* et le *dust storm* décrits précédemment dans la section 1.3.3 et proposés par Longtin *et al.* (1988a, 1988b). La définition du signe de l'impact de l'aérosol peut dépendre de la granulométrie des particules, comme le montrent certains profils de température présentés au long du sous-chapitre 3.2 .

Le sous-chapitre 3.3 synthétise les résultats précédents sous l'angle de l'estimation de l'effet de serre associé à l'aérosol désertique, à l'aide de deux indices récemment proposés dans la littérature. Une telle discussion s'est montrée convenable vu le rôle non-négligeable joué par la granulométrie des particules en suspension, constituant un élément supplémentaire de discussion par rapport à l'axe général de notre mémoire.

### 3.1 – Analyse des Résultats Obtenus en l'Absence d'Aérosol Désertique

Ce sous-chapitre étudie le rôle joué par un certain nombre de facteurs capables d'affecter le cycle diurne des températures et indépendants de la présence d'aérosol dans l'atmosphère, notamment le contenu intégré en vapeur d'eau et les propriétés radiatives de la surface au niveau du sol. L'influence de ces facteurs "non-aérosol" est ici évaluée à l'aide de simulations météorologiques effectuées en l'absence complète d'aérosol, sans faire appel à des profils de concentration associés à des conditions atmosphériques relativement propres. La notion de *background* n'est pas appliquée dans ce cadre, en permettant d'analyser l'influence des facteurs non-aérosol sans demander l'adoption d'un choix arbitraire à propos de telles concentrations.

Ces mêmes simulations sont rappelées au cours du sous-chapitre 3.2, où l'influence des poussières désertiques est évalué sous la forme de différences entre les résultats obtenus en présence et en l'absence d'aérosol désertique à l'intérieur de la grille verticale du modèle de méso-échelle, entre le sol et 6 km de hauteur. La présence de particules solides / liquides en suspension au-dessus de ce dernier niveau — par exemple, celles d'origine volcanique — n'est pas prise en compte dans les calculs radiatifs au travers de la couche tropicale interposée entre cette grille et le sommet de l'atmosphère. Ces particules peuvent jouer un certain rôle dans la définition des températures de surface du sol, étant donné leur influence sur l'ensoleillement (p.ex.: Nagaraja Rao & Takashima, 1986). L'impact des poussières désertique pourrait éventuellement être étudié en l'absence et en présence d'aérosol dans la stratosphère par l'intermédiaire des instruments de travail dont nous disposons, suivant par exemple la démarche adoptée par Garratt *et al.* (1990) et commentée dans notre section 2.1.2. Néanmoins, ce type d'analyse n'est pas effectué ici, surtout parce que la période d'acquisition de données METEOSAT-IR impliquée dans les analyses effectuées au cours du cinquième chapitre de ce mémoire — Novembre 1989 — correspond à des concentrations relativement faibles pour ces particules.

### 3.1.1 – Rôle joué par le contenu en vapeur d'eau dans l'atmosphère

La présence de vapeur d'eau dans l'atmosphère terrestre entraîne des conséquences appréciables sur le bilan énergétique et sur les profils de température, constituant ainsi un sujet privilégié de discussion auprès du grand public (p.ex.: Kandel & Fouquart, 1992; Courtin *et al.*, 1992). La description de l'impact de la vapeur d'eau fait souvent appel au terme "effet de serre", adéquat en raison (a) de l'importance limitée de la vapeur d'eau sur le transfert de rayonnement solaire, correspondant à des valeurs de transmittance atmosphérique supérieures dans la plupart des cas à 0.85, et (b) de son importance fondamentale sur le transfert radiatif dans le domaine des grandes longueurs d'onde, même lors de chemins optiques relativement courts.

La présente section discute un certain nombre de résultats issus des simulations effectuées en l'absence d'aérosol, à l'aide du modèle météorologique précédemment commenté, mettant en évidence l'impact des variations du contenu en vapeur d'eau. Ces résultats correspondent tous à une surface au sol caractérisée par une réflectance de 0.25 (courtes longueurs d'onde) et par une émissivité de 0.90 (grandes longueurs d'onde). D'autres choix sont pris en compte dans la section 3.1.2, en retenant les mêmes variations du contenu en vapeur d'eau.

La figure 3.1 présente le bilan radiatif au sol et ses composantes, au cours du premier cycle diurne

reproductible identifié pour chacun des trois contenus intégrés en vapeur d'eau indiqués. Les valeurs instantanées du bilan radiatif sont données par:

$$R(sol, t) = K^\downarrow(sol, t) - K^\uparrow(sol, t) + L^\downarrow(sol, t) - L^\uparrow(sol, t) , \quad (3.1)$$

en considérant les éclairagements associés aux courtes ( $K$ :  $0.250 - 4 \mu\text{m}$ ) et aux grandes longueurs d'onde ( $L$ :  $4 - 250 \mu\text{m}$ ), descendants ( $\downarrow$ ) et ascendants ( $\uparrow$ ).

L'augmentation du contenu en vapeur d'eau réduit l'ensoleillement perçu au sol ( $K^\downarrow$ ) et, par conséquence, l'éclairagement réfléchi à la surface de celui-ci. Les composantes  $L^\downarrow$  et  $L^\uparrow$  subissent des modifications relatives plus importantes que celles affectant les composantes aux courtes longueurs d'onde, étant donné que l'interaction entre la vapeur d'eau et le rayonnement des grandes longueurs d'onde a lieu par l'intermédiaire d'un nombre plus important de bandes fortes d'absorption. La présence de vapeur d'eau augmente l'absorptance mais aussi l'émissivité des couches d'air, rendant leur température dépendante du résultat des deux processus, absorption et émission. L'augmentation systématique des valeurs associées à  $L^\downarrow$  tout au long du cycle diurne doit être interprétée en accroissement des émissivités en jeu, plutôt qu'en échauffement des couches d'air à la proximité du sol, vu les résultats obtenus à ce propos en milieu de journée (voir figure 3.3, commentée ci-dessous). Les modifications subies par  $L^\uparrow$  au niveau du sol sont aussi systématiques sur le cycle diurne et traduisent l'impact des variations du contenu en vapeur d'eau sur les températures de surface.

Le bilan radiatif au sol en milieu de journée est moins affecté par l'augmentation du contenu en vapeur d'eau que ces composantes, étant donné qu'elles expérimentent des variations en sens opposé et parfois de magnitude similaire ( $K^\downarrow$  et  $L^\downarrow$  d'une part,  $K^\uparrow$  et  $L^\uparrow$  de l'autre). Ce bilan est modifié de façon plus appréciable au cours de la nuit, vu que les variations — positives avec  $W$  — des composantes  $L^\uparrow$  et  $L^\downarrow$  ne présentent pas la même magnitude.

Le cycle diurne du bilan radiatif au niveau du sol et celui des températures de surface (voir figure 3.2) sont tous les deux amortis par l'augmentation du contenu en vapeur d'eau. Ce résultat n'est pas direct à interpréter vu la façon avec laquelle ces températures sont évaluées, en faisant appel à un algorithme itératif, où les termes du bilan énergétique au sol —  $L^\uparrow$  y compris — sont recalculés à chaque étape (p.ex.: Mahrer & Pielke, 1977a). Les valeurs positives du bilan radiatif au sol en milieu de journée sont renforcés par l'augmentation du contenu en vapeur d'eau, en rendant plus importante la quantité d'énergie disponible à la surface. La hausse des températures à ce moment-là doit venir du fait que les processus de dissipation (transfert turbulent et conduction vers le sol) aient atteint leurs limites respectives, définies par des contraintes telles que les variations verticales des profils de

température (air et sol) ou le contenu d'eau apte à évaporer dans le sol. Au cours de la nuit les températures de surface augmentent vu que le refroidissement nocturne est ralenti au fur et à mesure que le contenu en vapeur d'eau devient plus important, mettant en valeur le rôle de la composante  $L^{\psi}$ .

La figure 3.3 présente les profils verticaux des températures de l'air et dans le sol à deux moments de la journée, correspondants à ces mêmes contenus en vapeur d'eau. Rappelons que la température potentielle de l'air à 6 km de hauteur (non illustrée ici) et que la température du sol à 104.54 cm de profondeur constituent des conditions limites prises en compte lors des simulations météorologiques, en demeurant constantes sur l'ensemble des résultats obtenus.

Dans le modèle météorologique employé ici, les températures de l'air sont contrôlées par les processus radiatifs et par le transfert turbulent de chaleur sensible, étant donné la non-représentation des changements de phase de l'eau. L'influence des variations du contenu en vapeur d'eau sur les températures de l'air se présente à la fois directe et indirecte, en modifiant les taux de refroidissement radiatif dans l'atmosphère mais aussi en intervenant sur le bilan énergétique au sol et sur le transfert turbulent vertical de chaleur sensible.

Deux résultats concernant les températures de l'air présentées dans la figure 3.3 (diagrammes du haut) doivent être soulignés. Le premier correspond à l'affaiblissement de la variation verticale des températures de l'air à la proximité du sol en fin de nuit suite à l'augmentation du contenu en vapeur d'eau. Ce type de variation verticale est couramment appelé "inversion de température" chez les météorologues, vu qu'elle se montre en sens opposé aux variations verticales habituellement observés en milieu de journée, selon lesquelles les températures de l'air diminuent avec la hauteur tout au long de la troposphère. L'occurrence d'une inversion de température à la proximité du sol constitue un phénomène atmosphérique observé pratiquement toutes les nuits et sur n'importe quel type de surface, étant donné son origine: le refroidissement nocturne du sol par émission vers l'espace, plus efficace que celui des couches d'air situées juste au-dessus. La figure 3.3 montre que l'augmentation du contenu intégré en vapeur d'eau ralentit la chute nocturne des températures à la proximité et à la surface du sol, au point d'annuler (ou presque) la variation verticale inversée des températures en fin de nuit.

Le deuxième aspect à souligner sur les diagrammes du haut dans la figure 3.3 concerne la dépendance relativement faible entre les températures de l'air en milieu de journée et le contenu intégré en vapeur d'eau. Les processus radiatifs — absorption solaire et tellurique, émission — ne sont pas les seuls à jouer un rôle décisif dans la définition des températures de l'air, étant donné l'occurrence

du transfert turbulent de chaleur sensible depuis le sol. D'autres éventuels apports de chaleur se montreraient présents lors d'une modélisation météorologique plus réaliste, notamment l'advection par le vent et les changements de phase de l'eau (condensation / évaporation de gouttelettes en suspension). L'efficacité des processus turbulents n'est pas négligeable, obligeant que ces résultats soient interprétés comme l'impact global du contenu en vapeur d'eau sur les profils de température de l'air.

Les températures dans le sol résultent de l'interaction par conduction entre les couches voisines de matériel, dès le niveau plus profond de la grille vertical employée (dont la température est fixée arbitrairement) jusqu'à un niveau placé immédiatement en dessous de la surface en contact avec l'air (ici, à 1 *cm* de profondeur). Les diagrammes inférieures de la figure 3.3 montrent que l'augmentation du contenu intégré en vapeur d'eau dans l'atmosphère donne naissance à un échauffement général des couches dans le sol, en suivant les modifications subies par les températures de surface (c'est-à-dire, tout au long du cycle diurne). Les variations verticales sont affaiblies, en rendant moindre l'importance du flux de conduction comme moyen (a) de dissipation de chaleur à la surface en milieu de journée et (b) d'apport de chaleur à la surface après le coucher de soleil.

L'impact majeur de l'augmentation du contenu intégré en vapeur d'eau — l'échauffement du système, par l'intermédiaire de l'intensification de échanges radiatifs entre le sol et l'atmosphère — peut être traduit, en synthèse, par l'acroissement de la valeur moyenne de la température sur l'ensemble des couches d'air et de sol pris en compte par le modèle (entre 1 *m* de profondeur et 6 *km* de hauteur), et par l'amortissement des cycles diurnes en jeu.

### **3.1.2 – Rôle joué par les propriétés radiatives de la surface au sol**

L'intérêt apporté à l'analyse de cet aspect du sujet est relativement simple à justifier dans le cadre du présent mémoire, vu les objectifs ultimes en question: la discussion et la proposition de procédés pour l'interprétation quantitative de l'imagerie METEOSAT-IR en termes du contenu en poussières en suspension. La région géographique choisie pour notre étude — l'environnement Sahélien — est caractérisée par une répartition très hétérogène de différents types de paysage (sol et végétation), vu son emplacement comme zone de transition entre le Sahara et les forêts équatoriales situées tout au long des côtes du Golfe de Guinée. L'échelle de tel hétérogénéité peut atteindre l'ordre de la dizaine de mètres, rendant les techniques actuelles de télédétection spatiale capables d'accéder uniquement aux aspects macroscopiques du paysage observé. La distribution hétérogène des types de sol et de

végétation à l'échelle de la dizaine de mètres peut aussi se présenter comme distincte à une dimension spatiale supérieure (p.ex., le kilomètre), donnant suite au type d'information habituellement disponible à partir des imageries METEOSAT et AVHRR en l'absence de nuages: de mosaïques. Telles sont les difficultés auxquelles est confronté tout chercheur consacré à l'évaluation de la production primaire au niveau du sol en faisant appel à ces techniques de télédétection spatiale dans l'environnement Sahélien (p.ex.: Prince & Justice, 1991). Les caractéristiques macroscopiques du paysage au niveau du sol peuvent être traduits par des valeurs moyennes, sur l'étendue comprise dans chaque élément de l'image, pour les grandeurs physiques d'intérêt telles que la réflectance et l'émissivité du sol <sup>(1)</sup>.

C'est pour comprendre l'influence de deux variables macroscopiques pertinentes à l'interprétation de l'imagerie METEOSAT-IR que nous faisons appel à l'analyse du rôle joué sur les températures de surface par les propriétés radiatives de celle-ci. Le quatrième chapitre de notre mémoire présente un certain nombre de résultats traduisant ce rôle en termes d'impact sur les luminances émergentes de la planète.

Le choix de valeurs à prendre en compte lors des simulations effectuées avec le modèle de méso-échelle a été guidé par les connaissances disponibles à propos de la magnitude de la réflectance ( $\alpha$ ) et de l'émissivité ( $\varepsilon$ ) correspondant à l'environnement Sahélien, aussi bien sur le terrain qu'à partir de l'interprétation d'images. Les valeurs élues comme principales pour ces tests correspondent aux conditions géophysiques dans lesquelles l'expérience ECLATS s'est déroulée dans la région de Niamey:

- $\alpha = 0.25$ , suite aux résultats de mesures aéroportées réalisées à faible altitude (30 – 50 m) des composantes du bilan radiatif dans le domaine des courtes longueurs d'onde (Durand *et al.*, 1988); et
- $\varepsilon = 0.90$ , suite à des compromis divers entre (a) données expérimentales du bilan radiatif au niveau du sol et (b) simulations faites avec ce même modèle météorologique (Cautenet *et al.*, 1992).

D'autres valeurs ont été choisies dans l'objectif d'encadrer en première approximation les conditions possibles d'être rencontrées dans la région d'intérêt. Les valeurs  $\alpha = 0.15$  et  $\alpha = 0.35$  peuvent être considérées comme les extrêmes associées à l'environnement Sahélien, étant donné les résultats obtenus

---

<sup>1</sup>L'acceptation de ces moyennes spatiales pour la description du paysage au sol nous rappelle la notion de mélange interne pour l'obtention des paramètres optiques d'une population de particules en suspension dans l'atmosphère (section 1.2.2 de notre mémoire): la réflectance et l'émissivité moyennes associées à chaque élément d'une image METEOSAT correspondent, en fin de compte, à des valeurs équivalentes capables de reproduire les données expérimentales de luminance émergente, par l'intermédiaire de l'algorithme qui les a fournis.

par Arino *et al.* (1992) pour la réflectance moyenne sur la région spectrale  $0.35 - 1.1 \mu\text{m}$ , faisant appel à l'analyse des images METEOSAT-VIS. La valeur supérieure est cohérente avec les déterminations effectuées au niveau du sol lors de l'expérience ECLATS sur terrain démunie de végétation (Durand *et al.*, 1988). Les choix  $\varepsilon = 0.85$  et  $\varepsilon = 0.95$  délimitent la plupart des valeurs rencontrées pour différents types de sol, sableux ou non, recouvert ou non par la végétation (p.ex.: Oke, 1987, p.12; Sutherland, 1986).

La figure 3.4 compare l'impact de différents choix pour la réflectance et pour l'émissivité sur le cycle diurne de température de surface du sol, mettant en valeur les variations autour des résultats correspondant au choix élu comme principal. Les diagrammes de gauche illustrent le rôle de la réflectance pour une même émissivité, les diagrammes de droite celui de l'émissivité pour une même réflectance. L'impact du contenu intégré en vapeur d'eau est décisif dans la définition des valeurs maximale et minimale du cycle diurne des températures de surface du sol, les propriétés radiatives de cette surface jouant un rôle secondaire pour les conditions prises en compte.

L'augmentation de la valeur associée à la réflectance de la surface au sol affecte directement la composante  $K^\uparrow$  et, indirectement par l'intermédiaire des processus de diffusion multiple de rayonnement solaire entre l'atmosphère et la surface, la composante  $K^\downarrow$ . Toutes les deux sont renforcées avec l'accroissement de la réflectance. Le résultat final se traduit par la diminution de la quantité d'énergie absorbée par le sol, en réduisant pour la suite les températures de surface. Cet effet relatif se montre presque indépendant du contenu en vapeur d'eau.

La modification de la valeur associée à l'émissivité de la surface induit une variation dans le même sens sur l'émission de rayonnement au sol ( $L^\uparrow = \varepsilon \cdot \sigma \cdot T(\text{sol})^4$ ), sur la quantité d'énergie absorbée par les couches d'air, sur la température de ces couches, sur leur émission et enfin sur la composante  $L^\downarrow$ . En suivant cette ligne de raisonnement, l'augmentation de l'émissivité du sol aurait comme conséquence l'accroissement des températures de surface. Une ligne opposée peut être aussi justifiée: l'augmentation de l'émissivité du sol rend plus importante la composante  $L^\uparrow$ , un des moyens de dissipation de chaleur de la surface. Ces deux raisonnements expliquent, en fait, deux processus concurrents, le refroidissement du sol par l'émission et l'échauffement de celui-ci par l'absorption. Les résultats présentés dans la figure 3.4 mettent en évidence que la compétition entre les deux processus est de plus en plus équilibrée au fur et à mesure que le contenu en vapeur d'eau dans l'atmosphère augmente: les cycles diurnes de température de surface se ressemblent progressivement malgré les émissivités distinctes. Le rôle joué par le contenu en vapeur d'eau est, encore une fois, mis en valeur.

La figure 3.5 synthétise les principaux résultats obtenus à propos de l'influence des propriétés radiatives de la surface au sol, en présentant la température de surface en fonction du contenu en vapeur d'eau, à deux moments du cycle diurne. La disposition relative des valeurs obtenues pour les différentes surfaces est respectée, en mettant en évidence la consistance du jeu de résultats: rappelons que chaque point sur ces diagrammes a été obtenu à partir d'une série particulière de 20 jours de simulations avec le modèle de méso-échelle, et que le premier cycle diurne reproductible a été identifié (selon le cas) entre le sixième et le seizième jour de la série.

L'accroissement systématique des températures de surface du sol au fur et à mesure que l'atmosphère devient plus humide constitue le résultat le plus évident sur cette figure, étant associé à l'effet de serre induit par la vapeur d'eau. Les pentes des deux droites de régression présentées donnent une idée sur la magnitude d'un tel effet, de l'ordre de  $4 K.(g.cm^{-2})^{-1}$  à  $06^h$  du matin et d'environ  $1.5 K.(g.cm^{-2})^{-1}$  à midi pour une surface caractérisée par une réflectance de 0.25 et par une émissivité de 0.90. Les quatre autres choix correspondent à des valeurs semblables.

La partie inférieure de figure 3.5 illustre un résultat inquiétant. Il s'agit des températures de surface du sol à midi, plus élevées lors d'un faible contenu en vapeur d'eau pour une surface peu réflexive (le losange noir sur la gauche) qu'en présence d'une atmosphère plus humide mais au-dessus d'une surface plus réflexive (le triangle noir sur la droite). Une mesure isolée de la température de surface du sol à midi ne pourrait pas être associée directement ni aux propriétés radiatives de la surface ni à l'état de l'atmosphère (en contenu en vapeur d'eau par exemple), même si par ailleurs les autres paramètres pertinents étaient supposés connus. Une telle indétermination serait moins grave au cours de la nuit, comme le montre le diagramme supérieur. Les implications de ce type de résultat pour la télédétection depuis l'espace ne sont pas directes en raison de l'interposition de l'atmosphère entre la surface et le capteur, en demandant l'application d'un code radiatif. Cette discussion est poursuivie dans notre quatrième chapitre.

### 3.1.3 – Rôle joué par d'autres aspects du problème

Les résultats présentés au cours des sections précédentes ont été obtenus en faisant appel aux valeurs affichées dans le tableau 2.2 pour la longueur de rugosité au niveau du sol ( $0.001 m$ ) et pour l'humidité relative dans le sol (1 %). Ces paramètres peuvent jouer un rôle non négligeable dans la définition du cycle diurne de la température de surface du sol, justifiant qu'au moins une analyse préliminaire soit réalisée à propos de la sensibilité des nos résultats face à ces deux aspects de la modélisation.

La longueur de rugosité du sol (indiquée par  $z_0$  dans la littérature) ne constitue pas une grandeur dans le sens géométrique du terme, mais un des trois paramètres d'ajustement permettant d'exprimer le profil vertical de la vitesse horizontale du vent par une loi logarithmique en fonction de la hauteur au long des premiers mètres au-dessus du sol. Les deux autres paramètres sont la constante de von Karman et la vitesse de friction. L'acceptation d'un tel ajustement est couramment faite lors d'études expérimentales en micrométéorologie et dans la représentation des phénomènes turbulents à l'intérieur de modèles numériques. Ce paramètre est associé aux propriétés aérodynamiques du paysage au niveau du sol, et sa valeur peut présenter des magnitudes différentes pour plusieurs ordres de grandeur selon les surfaces en question, telles que  $10^{-5} m$  pour l'océan calme et de plusieurs mètres pour les forêts. L'augmentation de la valeur associée à ce paramètre rend moins intenses les variations verticales de la vitesse du vent à la proximité du sol, et entraîne entre autre la réduction du transfert turbulent de quantité de mouvement (p.ex.: Oke, 1987, pp.56-57, p.139; Monteith & Unsworth, 1990, pp.112-117). L'influence de l'accroissement de la longueur de rugosité sur les résultats obtenus à l'aide du modèle employé ici n'est pas directe, vu que ce paramètre intervient en plusieurs paramétrisations utilisées pour décrire les processus turbulents dans la couche limite planétaire (p.ex.: Mahrer & Pielke, 1977b, sections 3 et 4). La valeur prise en compte dans notre étude ( $0.001 m$ ) résulte d'un compromis entre les dimensions horizontales de la grille adoptée et les caractéristiques du profil de vitesse horizontale à la proximité de la surface au niveau du sol; la réalisation d'un certain nombre de tests au préalable avec ce modèle (Cautenet *et al.*, 1992) a permis de déterminer une valeur capable de reproduire les observations faites au cours de l'expérience ECLATS.

La présence de l'eau dans le sol modifie significativement les propriétés thermiques de celui-ci, en rendant plus efficace la conduction de chaleur entre les différentes couches (p.ex.: Sellers, 1965, chap.9). Les valeurs retenues par Cautenet *et al.* (1992) pour l'environnement Sahélien en fin de saison humide / début de saison sèche (revoir tableau 2.1) ont été déterminées à partir de l'analyse des cycles diurnes de température à la surface du sol et en profondeur. La valeur associée à l'humidité relative dans le sol (1 %) résulte d'un compromis entre les choix plus plausibles pour chacune des propriétés thermiques.

La présence de l'eau dans les couches plus superficielles du sol constitue aussi un des nombreux facteurs contrôlant l'évaporation au niveau de la surface, en jouant en conséquence un certain rôle sur l'évolution diurne des températures du sol. L'augmentation de l'humidité relative dans le sol favorise l'intensification de l'évaporation, contribuant à ralentir l'échauffement de la surface en milieu de journée. Au cours de la nuit, une fraction de la quantité d'eau évaporée serait remise au sol suite à l'occurrence de processus-puits de vapeur d'eau tels que la déposition de rosée (p.ex.: Oke, 1987,

pp.29-32). Les particularités du cycle hydrologique représenté à l'intérieur du modèle météorologique employé ici rendent plus complexe l'analyse de cet aspect du sujet. Le sol constitue un réservoir infini d'eau apte à s'évaporer; la teneur d'eau dans les couches superficielles ne possède pas de cycle diurne, contrairement à ce qui se passe en réalité (rappelons que ces couches se présentent couramment plus sèches en fin d'après-midi qu'en début de matinée, comme si l'évaporation en milieu de journée avait épuisé l'eau disponible). La valeur de l'humidité relative dans le sol à prendre en compte dans ce modèle représente en conséquence une moyenne sur toute la durée du cycle diurne, dont l'application serait en principe capable de restituer l'intégration journalière du flux de chaleur latente.

La figure 3.6 compare les résultats obtenus par l'application du choix adopté pour ces deux paramètres (0.001  $m$  et 1 % respectivement) à ceux obtenus lorsque ces deux valeurs sont doublées. L'augmentation de ces deux paramètres donne suite surtout à un affaiblissement de l'amplitude thermique diurne au niveau de la surface du sol, associée à la diminution des températures en milieu de journée, plus importante qu'au cours de la nuit. D'autres aspects de ces résultats sont analysés ci-dessous.

L'influence du doublement de la longueur de rugosité du sol n'est significative qu'au cours de la période de développement de la couche limite planétaire, entre le lever et le coucher de soleil, ou plutôt de la période où les processus turbulents sont représentés dans le modèle en question. Le bilan énergétique au sol est altéré par l'augmentation de  $z_0$  (tableau 3.1), suite à l'intensification des processus turbulents et à l'affaiblissement des valeurs maximales de la température de surface du sol. L'importance de ce paramètre sur les températures de surface durant la nuit pourrait être éventuellement plus élevée, sous la forme d'un effet résiduel des modifications subies par l'échauffement du sol en milieu de journée, tout en dépendant du choix adopté pour  $z_0$ .

En revanche, l'influence du doublement de l'humidité relative dans le sol est présente sur toute la durée du cycle diurne mais notamment entre le lever et le coucher du soleil; au cours de cette période, l'évaporation au sol se fait présente, suite à une combinaison de facteurs favorables (tels que la disponibilité d'énergie, les variations verticales de concentration en vapeur d'eau, l'occurrence de transfert turbulent). Les valeurs négatives pour la différence entre les températures de surface du sol en milieu de journée résultent de l'augmentation de  $h_{rs}$ : l'évaporation s'intensifie (le flux de chaleur latente passe de 32 à 60  $W.m^{-2}$  à midi, tandis que le flux de chaleur sensible diminue d'environ 1 %), en réduisant les effets de l'ensoleillement. Le flux de chaleur latente demeure négligeable au cours de la nuit malgré le doublement de l'humidité relative dans le sol: les différences de température présentées dans la figure 3.6 après le coucher de soleil constituent un effet résiduel des modifications

subis par l'échauffement diurne. L'analyse du bilan énergétique journalier du sol montre, cette fois-ci, des modifications significatives par rapport à la condition de référence ( $hrs = 1\%$ ,  $z_o = 0.001\text{ m}$ ): (a) le flux de chaleur latente est presque doublé, suite à l'augmentation de la disponibilité d'eau à évaporer, (b) le flux de chaleur sensible diminue d'environ 5 %, représentant un résultat de la compétition entre les deux processus de transfert turbulent, tous les deux en essayant de refroidir la surface du sol, et (c) le bilan radiatif (c'est-à-dire l'apport énergétique à être dissipé) augmente d'environ 10 %, suite à l'affaiblissement du rayonnement émis par le sol (tableau 3.1). Le rapport de Bowen, donné par le quotient entre les flux  $H$  et  $LE$ , indique le rôle relatif joué par les deux processus de transfert turbulent; il constitue une caractéristique de l'environnement et notamment de la surface au sol. La modification subie par ce rapport lors du doublement de l'humidité relative dans le sol (d'environ 4.6 à 2.4) est importante mais acceptable vue la dynamique des valeurs associées aux environnements semi-arides, de 2 à 6 (p.ex.: Oke, 1987, p.70).

Le bilan énergétique du système sol – atmosphère peut être affecté par la modification des valeurs associées à la longueur de rugosité et à l'humidité relative dans le sol. Rappelons les analyses exposées dans le sous-chapitre 2.3: ce bilan s'est montré déséquilibré sur la presque totalité des situations étudiées, les conséquences énergétiques de la réintroduction du profil initial d'humidité spécifique à chaque lever de soleil étant la raison la plus plausible. Un tel raisonnement peut être appliqué aux résultats obtenus lors du doublement des valeurs de  $z_o$  et de  $hrs$ , puisque la quantité  $L_{vap} \times \Delta W$  présente en chaque cas une magnitude plus élevée que la respective intégration sur 24 heures du bilan radiatif au niveau de 6 km de hauteur. L'augmentation de l'humidité relative dans le sol fait accroître significativement les effets de la réintroduction du profil initial de concentration de vapeur d'eau à chaque relancement du modèle: au premier jour reproductible,  $\Delta W$  passe de  $-0.037$  à  $-0.066\text{ g.cm}^{-2}$  (en termes de  $L_{vap} \times \Delta W$ : de  $-0.91$  à  $-1.63\text{ MJ.m}^{-2}$ ). Ce résultat met en évidence, encore une fois, l'augmentation de l'évaporation suite à l'accroissement de la la disponibilité de l'eau dans le sol.

	$hrs = 1 \%,$ $z_o = 0.001 m$	$hrs = 2 \%,$ $z_o = 0.001 m$	$hrs = 1 \%,$ $z_o = 0.002 m$
$\int_{24h} R(sol, t).dt$	4.58	5.02	4.78
$\int_{24h} H(t).dt$	-3.66	-3.50	-3.81
$\int_{24h} LE(t).dt$	-0.79	-1.45	-0.85
$\int_{24h} G(t).dt$	-0.02	0.08	$O(10^{-3})$
$\int_{24h} [R(sol, t) + H(t) + LE(t) + G(t)].dt$	0.11	0.15	0.12

Tableau 3.1: synthèse des résultats concernant les composantes du bilan énergétique au sol pour les trois combinaisons de valeurs de la longueur de rugosité du sol ( $z_o$ ) et de l'humidité relative dans le sol ( $hrs$ ). Ce tableau présente (en  $MJ.m^{-2}$ ) les intégrations sur 24 heures du bilan radiatif ( $R$ ), du flux de chaleur sensible ( $H$ ), du flux de chaleur latente ( $LE$ ) et du flux de conduction ( $G$ ) ainsi que de la somme des composantes, effectuées sur le premier cycle diurne reproductible en chaque cas.

Ces tests préliminaires montrent que les cycles diurnes de température de surface analysés tout au long de ce chapitre peuvent être influencés par des aspects non-aérosol autres que le contenu en vapeur d'eau ou les propriétés radiatives de la surface. Nous retenons pour la suite les choix précédemment mentionnés pour la longueur de rugosité et pour l'humidité relative dans le sol, surtout parce que les valeurs prises en compte se sont montrées capables de reproduire les observations faites sur le terrain lors du déroulement de l'expérience ECLATS. Il nous semble claire que l'adoption de ces valeurs rend particulier l'ensemble de résultats obtenus, en imposant des difficultés de toute sorte à leur généralisation à des époques de l'année autres que fin Novembre / début Décembre et à des régions autres que les environs de Niamey. Cette remarque est valable aussi pour d'autres paramètres du problème qui n'ont pas été soumis à aucun test de sensibilité, tels que les conditions limites présentées au tableau 2.1 . Le quatrième chapitre du présent mémoire est consacré à plusieurs analyses sur la faisabilité d'application de ces résultats à la télédétection des poussières désertiques, en considérant des données METEOSAT-IR acquises sur cette même région géographique à la fin du mois de Novembre 1989.

## 3.2 – Analyse des Résultats Obtenus en Présence d'Aérosol Désertique

La distribution spatiale des poussières désertiques en suspension dans l'atmosphère dépend de toute une série de facteurs, notamment (a) de la distance entre les régions géographiques d'étude et celles où les particules ont été soulevées, (b) des processus de transport dépendants des courants d'air aussi bien horizontaux que verticaux, et (c) des processus de dépôt, progressivement plus importants au fur et à mesure qu'augmente la dimension des particules en jeu. La multitude des conditions possibles pour la répartition verticale de la concentration en nombre de particules rend particulières les conclusions obtenues par n'importe quelle étude théorique et/ou expérimentale sur l'influence de l'aérosol. Les propriétés physico-chimiques de la population des particules présentent aussi une très grande diversité, soit en raison des facteurs rappelés ci-dessus, soit comme conséquence de la nature des sols dans les régions géographiques d'origine (p.ex.: Bergametti, 1992).

La démarche retenue dans le cadre du présent mémoire à propos de ces deux aspects (propriétés et répartition verticale) consiste à analyser l'impact des conditions extrêmes respectives, dans l'objectif d'évaluer en première approximation l'amplitude des effets induits par la présence d'aérosol désertique, tout en respectant les mêmes valeurs pour les autres variables du problème (telles que l'épaisseur optique de la couche d'aérosol). Les résultats ainsi obtenus indiqueraient les limites encadrant les conditions possibles d'être rencontrées lors des situations réelles, intermédiaires aux choix extrêmes adoptés. Rappelons que ces résultats ont comme origine l'analyse de cycles diurnes reproductibles issus chacun d'une simulation distincte de plusieurs jours effectuée à l'aide du modèle météorologique: les limites en question représenteraient des états d'équilibre du système sol – atmosphère comme si celui-ci était caractérisé par une inertie thermique négligeable.

L'aérosol désertique est décrit ici en suivant, à tour de rôle, les modèles extrêmes proposés par Longtin *et al.* (1988a, 1988b). La différence fondamentale entre ces deux modèles d'aérosol (*background* et *dust storm*) réside dans l'importance relative des grosses particules de sable (rayon supérieur à  $1\mu\text{m}$ ); ces particules sont pratiquement absentes dans le modèle *background*. Les résultats associés à chacun des deux modèles sont comparés avec ceux obtenus en l'absence complète d'aérosol dans l'atmosphère, en permettant d'évaluer leur impact.

Deux répartitions verticales opposées ont été retenues, toutes les deux décrites par un profil de concentration en nombre de particules en suspension associé à des valeurs (a) uniformes entre la base

et le sommet de la couche atmosphérique contenant l'aérosol désertique, et (b) nulles en dehors de cette couche. Les sections 3.2.1-3.2.3 analysent les principaux résultats obtenus en présence d'une couche d'aérosol étalée entre le sol et une hauteur représentative du sommet de la couche limite planétaire en milieu de journée. Ce premier choix permet l'étude de l'influence de l'aérosol au-dessus de régions de soulèvement ou à leur proximité, au long desquelles les particules se répartissent verticalement en suivant les contraintes imposées par le cycle diurne des processus de diffusion turbulente. La valeur retenue pour le sommet de cette couche d'aérosol en contact avec le sol (1.2 km) tient compte des résultats issus de l'expérience ECLATS (voir par exemple la figure 4 de Fouquart *et al.*, 1987b). La section 3.2.4 compare ces résultats avec ceux issus de la prise en compte d'une couche d'aérosol en altitude, sans aucun contact avec le sol. Ce deuxième type de répartition verticale représente les conditions dans lesquelles le transport de poussières est effectué sur des très grandes distances (des centaines ou des milliers de kilomètres). Les niveaux adoptés pour la base et le sommet d'une telle couche en altitude (2 et 3 km) respectent les informations répertoriées à ce propos dans la littérature (p.ex.: Carlson & Benjamin, 1980). Ces deux répartitions sont idéalisées, d'une part à cause de l'acceptation de concentrations uniformes, d'autre part en raison de l'inexistence, lors de conditions atmosphériques réelles, de couches d'air démunies de particules en suspension. La prise en compte de ces deux profils relativement extrêmes nous permet, néanmoins, de discuter les deux limites de l'influence de cet aspect du sujet.

La grande quantité de résultats obtenus par l'intermédiaire du modèle météorologique oblige que certains choix de présentation soient faits, tout en respectant l'orientation des analyses effectuées: l'influence de l'aérosol désertique et le rôle joué par les facteurs non-aérosol du problème, notamment le contenu en vapeur d'eau. L'impact des particules en suspension est mesuré sous la forme de différences pour les grandeurs physiques en jeu (éclaircissements énergétiques, températures), prenant en compte les valeurs respectives en présence et en l'absence d'aérosol. La présentation des valeurs absolues — telles que les cycles diurnes des composantes du bilan radiatif — n'est effectuée que pour un nombre assez réduit de situations, si cela ne compromet pas la discussion concernée (p.ex., pour un seul contenu intégré en vapeur d'eau).

En employant la notation précisée dans le sous-chapitre 1.4, l'impact de l'aérosol sur le bilan radiatif et ses composantes est évalué ici sous la forme des différences suivantes:

$$\begin{aligned}
\Delta R(z, t) &= R_a(z, t) - R_c(z, t) = \\
&= [K_a^\downarrow(z, t) - K_a^\uparrow(z, t) + L_a^\downarrow(z, t) - L_a^\uparrow(z, t)] - [K_c^\downarrow(z, t) - K_c^\uparrow(z, t) + L_c^\downarrow(z, t) - L_c^\uparrow(z, t)] = \\
&= [K_a^\downarrow(z, t) - K_c^\downarrow(z, t)] - [K_a^\uparrow(z, t) - K_c^\uparrow(z, t)] + [L_a^\downarrow(z, t) - L_c^\downarrow(z, t)] - [L_a^\uparrow(z, t) - L_c^\uparrow(z, t)] = \\
&= \Delta K^\downarrow(z, t) - \Delta K^\uparrow(z, t) + \Delta L^\downarrow(z, t) - \Delta L^\uparrow(z, t) ,
\end{aligned} \tag{3.2}$$

en considérant les valeurs obtenues pour l'instant  $t$  de la journée et au niveau vertical  $z$  de l'atmosphère,  $K$  et  $L$  dénotant respectivement les éclaircissements énergétiques intégrés sur les domaines des courtes et des grandes longueurs d'onde. La présentation des résultats concernant les modifications induites par la présence d'aérosol est réalisée ici en prenant en compte l'influence du choix de la condition initiale employée lors des simulations météorologiques (voir sous-chapitre 2.4); par exemple, les valeurs obtenues pour  $\Delta R = R_a - R_c$  sont affectées d'une incertitude de  $\pm 30 \text{ W.m}^{-2}$ . Lors des analyses présentées dans les sections ci-dessous, priorité est attribuée à la discussion de ce type de résultat au niveau du sol, vu le contrôle exercé par le bilan radiatif sur les températures de surface. Celles-ci sont étudiées avec beaucoup plus de détail que les températures de l'air ou dans le sol étant donné leur importance relative vis-à-vis des luminances émergentes au sommet de l'atmosphère.

### 3.2.1 – Bilan radiatif au niveau du sol

La présentation des valeurs absolues des composantes du bilan radiatif rend difficile l'analyse de l'impact de l'aérosol, et la figure 3.7 en constitue un exemple. Le contrôle exercé par l'ensoleillement sur les composants et sur le bilan lui-même fait que toute tentative de représentation graphique suivie avant tout les contraintes imposées par le cycle diurne des grandeurs en question. Une présentation plus claire de l'influence de l'aérosol fait l'objet des figures 3.8 et 3.9, où sont affichées les différences entre les éclaircissements respectifs obtenus en présence et en l'absence de particules en suspension. Ces résultats, comme tous les autres analysés dans cette section, ont été obtenus en prenant compte d'une surface au sol caractérisée par une réflectance de 0.25 et par une émissivité de 0.90. L'aérosol

désertique, si présent, est (a) décrit à tour de rôle par les modèles extrêmes de Longtin *et al.*, (b) réparti uniformément entre le sol et la hauteur de 1.2 km, et (c) associé à une épaisseur optique de 1 à  $\lambda = 0.55 \mu\text{m}$ .

La présence de l'aérosol désertique dans l'atmosphère donne naissance à des modifications sur les quatre composantes du bilan radiatif au sol. Les modifications correspondant aux composantes des courtes longueurs d'onde se montrent toujours négatives: l'éclairement solaire disponible au sol est réduit par la rétrodiffusion vers l'espace et par l'absorption dans l'atmosphère. La magnitude de cet effet dépend du contenu des particules en suspension et de leur granulométrie, celle-ci constituant la différence principale entre les deux modèles d'aérosol désertique pris en compte ici. Les modifications  $\Delta K^\uparrow$  et  $\Delta K^\downarrow$  sont directement proportionnelles au niveau du sol, en respectant un rapport égal à la réflectance de la surface. La valeur de ce rapport doit augmenter au fur et à mesure que le niveau vertical d'intérêt s'éloigne du sol, suite aux processus de diffusion multiple de lumière par les constituants atmosphériques.

En revanche, les modifications  $\Delta L^\downarrow$  et  $\Delta L^\uparrow$  peuvent être négatives ou positives, selon la granulométrie en question. L'influence de l'aérosol du type *background* sur l'émissivité des couches d'air se montre réduite, à juger par les résultats obtenus pour  $\Delta L^\downarrow$ , contrairement à l'effet significatif induit par l'autre type d'aérosol désertique. L'influence des poussières du type *background* sur l'éclairement ascendant dans le domaine des grandes longueurs d'onde au niveau du sol constitue la conséquence de la réduction de l'ensoleillement, dont les effets résiduels tendent à disparaître au cours de la nuit. L'impact associé à l'aérosol sur  $L^\uparrow$  traduit les modifications subies par les températures de surface du sol, définies par plusieurs processus radiatifs (tels que la réduction de l'ensoleillement et l'intensification de l'émission de rayonnement par l'atmosphère) et non-radiatifs (tels que le transfert turbulent de chaleur sensible). Le dernier diagramme (en bas, à droite) met en évidence que la combinaison de ces effets en présence de poussières du type *dust storm* peut donner suite à des températures de surface relativement semblables à celles obtenues en l'absence d'aérosol en milieu de journée.

Le bilan radiatif au niveau du sol est modifié par l'introduction d'aérosol désertique dans l'atmosphère et l'impact de celui-ci change de signe entre le jour et la nuit. Ce changement résulte de l'occurrence de deux situations distinctes: d'une part la réduction de l'ensoleillement diurne, partiellement compensée par l'accroissement de l'éclairement descendant dans le domaine des grandes longueurs d'onde, d'autre part la mise en place au cours de la nuit d'un bilan radiatif dont les modifications induites par l'aérosol favorisent l'échauffement relatif du sol, car le refroidissement nocturne est ralenti. Il doit être remarqué que la modification  $\Delta R$  au cours de la nuit ( $= L^\downarrow - L^\uparrow$ ) présente

systématiquement des valeurs positives, malgré les différences existantes entre les influences  $\Delta L^\uparrow$  et  $\Delta L^\downarrow$  dues aux deux modèles extrêmes d'aérosol désertique. Deux raisons distinctes finissent par avoir le même effet final: (a) pour le modèle *dust storm*,  $\Delta L^\downarrow$  et  $\Delta L^\uparrow$  sont positives toutes les deux et la première présente une magnitude plus élevée, (b) tandis que pour le modèle *background* la valeur de  $\Delta L^\uparrow$  est négative et correspond à une magnitude plus élevée que  $\Delta L^\downarrow$ . Le résultat  $\Delta R > 0$  au sol tout au long de la nuit peut en principe être extrapolé à d'autres populations de particules d'origine désertique caractérisées par des granulométries intermédiaires à celles associées aux deux modèles extrêmes dont il est question.

En synthèse, l'impact radiatif dû à l'aérosol désertique montre un certain cycle diurne et dépend de la granulométrie des particules en suspension. La prise en compte des incertitudes associées à la démarche employée ici pour l'obtention de ces résultats met en évidence que le bilan radiatif peut être significativement affecté en milieu de journée et, selon la présence de grosses particules, durant la nuit. Le rôle joué par l'augmentation du contenu en vapeur d'eau sur l'impact de l'aérosol se montre pertinent sur les composantes isolées (notamment celles correspondant au domaine des grandes longueurs d'onde) mais secondaire lors de l'analyse du bilan lui-même.

### 3.2.2 – Température de surface et bilan énergétique au sol

La température de surface du sol constitue un des divers indicateurs du bilan énergétique à l'interface entre le sol et l'atmosphère, mais surtout de la répartition entre les composantes de ce bilan. A l'intérieur du modèle météorologique employé ici, la valeur de cette température est obtenue en imposant une condition d'équilibre pour le bilan énergétique au sol, à chaque instant de temps pris en compte dans l'intégration des équations en jeu (c'est-à-dire toutes les 3 minutes). La température de surface du sol est évaluée par l'intermédiaire d'un algorithme itératif, vu que certaines paramétrisations employées pour estimer les termes turbulents dépendent de sa valeur. Les résultats ainsi obtenus sont indissociables, car les composantes du bilan énergétique et la température de surface du sol exercent un contrôle réciproque entre elles. Ce couplage rend plus difficile la compréhension de l'influence de la présence de l'aérosol sur chacun des phénomènes en jeu.

La figure 3.10 compare les températures de surface du sol obtenues pour deux contenus différents en vapeur d'eau et pour les mêmes conditions d'occurrence d'aérosol que dans les discussions précédentes. La figure 3.11 présente, pour un contenu en vapeur d'eau intermédiaire (d'environ  $1.67 \text{ g.cm}^{-2}$ ), les composantes du bilan énergétique au niveau du sol. Les modifications subies par le bilan radiatif

( $R$ ) en raison de l'introduction de l'aérosol sont compensées par les modifications affectant — par ordre d'importance — le flux de conduction vers le sol ( $G$ ), le flux de chaleur sensible ( $H$ ) et le flux de chaleur latente ( $LE$ ), de façon à respecter l'équilibre énergétique imposé à chaque instant du cycle diurne pour l'évaluation de la température de surface (<sup>2</sup>). Les deux flux turbulents ( $H$  et  $LE$ ) subissent des modifications de plus en plus intenses au fur et à mesure que les températures de surface du sol sont affectées, c'est-à-dire de façon plus appréciable lors de la présence d'aérosol du type *background*. Ces modifications sont cohérentes avec la réduction des températures de surface en milieu de journée, en donnant suite à l'affaiblissement des processus dissipatifs de chaleur par transfert turbulent. En revanche, le flux de conduction  $G$  est davantage affecté par l'occurrence des poussières du type *dust storm* que par celle de poussières du type *background*. Deux explications sont possibles, peut-être deux effets qui agissent dans le même sens: (a) l'influence du modèle *dust storm* durant la nuit sur les températures de surface (figure 3.10) et en profondeur dans le sol (figures 3.12-3.15) semble systématique tout au long du cycle diurne, réduisant la magnitude des variations verticales et en conséquence du flux de conduction; et (b) la modification subie par ce flux en présence d'aérosol *background* est plus faible étant donné que les deux flux turbulents ont été affectés de façon plus appréciable.

Le tableau 3.2 présente les valeurs associées aux composantes du bilan énergétique au niveau du sol à midi, permettant une analyse un peu plus détaillée des résultats illustrés dans la figure 3.11 . La présence des deux types d'aérosol désertique entraîne virtuellement les mêmes effets sur le bilan radiatif, malgré les influences distinctes subies par les composantes de celui-ci (voir par exemple la figure 3.7). Le déséquilibre du bilan énergétique au sol peut être négligé dans cette discussion, puisque sa magnitude ne varie pratiquement pas entre les trois situations. La répartition des trois composantes non-radiatives de ce bilan ( $H$ ,  $LE$  et  $G$ ) est altérée par les propriétés de l'aérosol désertique, de façon suffisamment importante pour donner suite à des températures de surface différentes par plusieurs  $K$  en milieu de journée.

---

<sup>2</sup>La condition d'équilibre est respectée à quelques  $W.m^{-2}$  près, la somme des quatre composantes du bilan énergétique au sol présentant des valeurs positives dans la plupart des cas. La nature systématique de ce résultat est cohérente avec les valeurs non-nulles associées à l'intégration journalière de ce même bilan (revoir notre section 2.3.1).

	sans aérosol	aérosol <i>background</i>	aérosol <i>dust storm</i>
$R(sol) (W.m^{-2})$	434	385	386
$H (W.m^{-2})$	-223	-207	-217
$LE (W.m^{-2})$	-32	-24	-30
$G (W.m^{-2})$	-177	-152	-136
$R(sol) + H + LE + G (W.m^{-2})$	2	3	3
$T(sol) (K)$	326.9	320.3	324.9

Tableau 3.2: valeurs instantanées des composantes du bilan énergétique au sol et de la température de surface à 12<sup>h</sup>, correspondant aux mêmes conditions que dans les figures 3.7 et 3.11 à propos du contenu en vapeur d'eau et en aérosol, des propriétés radiatives de la surface et de la répartition verticale des particules en suspension.

Le rôle joué par la granulométrie de l'aérosol sur la répartition du bilan radiatif entre ces trois composantes peut être évalué par l'analyse des dernières colonnes de ce tableau: l'importance (relative et absolue) des processus turbulents dans cette répartition augmente dans le même sens que l'occurrence de grosses particules. La compréhension de ce résultat requiert l'interprétation des profils de température respectifs, présentés dans les figures 3.12-3.13 et commentés plus loin dans cette section. L'augmentation de la présence de grosses particules accroît l'émissivité des couches atmosphériques, et donne suite à l'intensification des échanges en rayonnement tellurique avec le sol; par conséquent, les températures de l'air et dans le sol haussent tandis que leurs variations verticales s'affaiblissent. En d'autres termes, le système sol – atmosphère a de plus en plus de difficulté à transférer de l'énergie depuis la surface du sol (vers les couches plus profondes par conduction, vers l'atmosphère par les processus turbulents), au fur et à mesure qu'augmente la présence de grosses particules. Néanmoins le bilan radiatif reste virtuellement le même, suite à une combinaison de facteurs distincts, obligeant ce système à redistribuer entre les flux  $H$ ,  $LE$  et  $G$  presque la même quantité d'énergie disponible qu'avant. La chaleur stockée dans le sol semble jouer un rôle décisif dans l'établissement de la nouvelle répartition de ces flux, vu que  $G$  est le seul des trois à diminuer de magnitude d'un type d'aérosol à l'autre. Le contrôle entre ces processus et les profils de température est réciproque. L'obtention de

résultats similaires lors de simulations prenant en compte d'autres valeurs pour les variables en jeu (contenu en vapeur d'eau et en aérosol, propriétés radiatives de la surface au sol) met en évidence le caractère systématique de cet aspect de l'impact de la granulométrie des particules en suspension.

Des répartitions distinctes entre les composantes non-radiatives du bilan énergétique au niveau du sol justifient l'obtention de températures de surface différentes en présence — à tour de rôle — des deux types d'aérosol désertique en question. L'introduction d'une couche d'aérosol du type *background* associée à une épaisseur optique égale à 1 en contact avec le sol donne suite, en milieu de journée, à une diminution des températures de surface plus appréciable (de l'ordre de  $-6 K$ ) que celle correspondant à l'aérosol *dust storm* (environ  $-1 K$ ).

Au cours de la nuit, le bilan radiatif et le flux de conduction vers le sol se contrôlent mutuellement dans la modélisation employée ici, étant donné l'imposition de la condition d'équilibre énergétique en l'absence des processus turbulents. Les températures de surface sont définies surtout par l'importance relative de deux processus, (a) le premier représentant l'effet résiduel du refroidissement en milieu de journée, (b) le second constituant l'échauffement relatif de la surface, fruit du ralentissement de la chute nocturne des températures, suite aux échanges en rayonnement tellurique entre l'atmosphère et le sol. Le premier se montre plus important sous l'occurrence d'une couche d'aérosol *background*, étant donné la presque absence d'interaction entre les poussières de ce type et le rayonnement dans le domaine des grandes longueurs d'onde. Les températures de surface du sol atteignent, dans ces conditions, des valeurs encore plus faibles que celles obtenues en l'absence complète de particules en suspension ( $\Delta T(sol) \simeq -1 K$ ). Les conséquences du second processus sous la présence de l'aérosol *dust storm* sont évidentes, et l'échauffement relatif de la surface du sol peut atteindre  $10 K$  sous des conditions atmosphériques relativement sèches.

L'impact de l'aérosol du type *dust storm* en milieu de journée et celui de l'aérosol du type *background* au cours de la nuit ne peuvent pas être considérés significatifs vis-à-vis des incertitudes de la démarche adoptée pour l'obtention des résultats. En d'autres termes, les températures de surface du sol sont affectées de façon appréciable lors de deux situations distinctes: (a) en milieu de journée, en présence d'aérosol relativement pauvre en grosses particules, et (b) au cours de la nuit, en présence d'aérosol relativement riche en grosses particules. L'occurrence de populations de particules caractérisées par des répartitions granulométriques intermédiaires à ces deux-là doit donner suite à des modifications sur les températures de surface du sol tout au long du cycle diurne.

### 3.2.3 – Températures de l'air et dans le sol

L'influence de l'aérosol sur les températures de l'air est double, indirectement sur le bilan énergétique au niveau du sol, en modifiant les températures de surface et la magnitude du flux de chaleur sensible; et directement par les processus radiatifs (absorption/émission/diffusion), en affectant les taux de refroidissement.

Les figures 3.12-3.15 comparent des profils de température de l'air et dans le sol obtenus en l'absence et en présence d'aérosol, en considérant deux moments du cycle diurne (représentatifs de la fin de la nuit et du milieu de la journée) et deux contenus intégrés en vapeur d'eau. Les diagrammes supérieures et inférieures présentent respectivement les résultats au-dessus et en dessous de la surface du sol, dans la même échelle de température, en permettant une analyse directe du profil vertical entre les deux niveaux extrêmes de la grille verticale du modèle (6 km de hauteur et 104.54 cm de profondeur).

L'impact de l'aérosol à la proximité du sol suit les modifications vérifiées sur les températures de surface au cours du cycle diurne, en raison des couplages établis (a) par le transfert turbulent de chaleur sensible entre le lever et le coucher de soleil, et (b) notamment pour le cas des poussières du type *dust storm*, par les échanges en rayonnement tellurique au cours de la nuit. La présence de particules en suspension peut altérer les variations verticales de ces températures, par exemple en réduisant la magnitude de l'inversion nocturne entre 2 et 100 m de hauteur (voir figure 3.12).

Les modifications imposées par l'occurrence de l'aérosol *background* tout au long des premiers kilomètres au-dessus du sol en milieu de journée constituent le résultat de la rétrodiffusion de la lumière solaire vers l'espace et du transfert turbulente de l'impact sur les températures de surface du sol. Ce refroidissement se montre présent au cours de la nuit comme effet résiduel étant donné l'absence de compensation significative, tel que l'échange en rayonnement tellurique avec le sol. En revanche, la présence de l'aérosol du type *dust storm* donne naissance à un cycle diurne plus prononcé pour les températures de l'air entre 100 m et 2 km de hauteur, malgré une certaine dépendance vis-à-vis du contenu en vapeur d'eau. En milieu de journée, les processus de refroidissement (rétrodiffusion de lumière solaire, émission) sont en première approximation compensés par l'absorption de rayonnement, solaire et tellurique. Durant la nuit, l'émission vers l'espace donne suite à un refroidissement progressif des couches d'air contenant l'aérosol, surtout dans des conditions atmosphériques relativement sèches. La présence de vapeur d'eau ralentit ce refroidissement au cours de la nuit en fonction de l'intensification des échanges radiatifs entre les couches d'air, comme le montrent les diagrammes supérieures de la figure 3.14 .

L'influence de l'aérosol sur les températures dans le sol (diagrammes inférieures des figures 3.12-3.15) dépend de la granulométrie des particules en suspension, suivant d'une certaine façon les modifications subies au cours du cycle diurne par les températures de surface. L'occurrence de poussières du type *background* donne suite à un refroidissement de la surface en milieu de journée, dont les effets résiduels peuvent être observés durant la nuit jusqu'à 20 cm de profondeur. L'impact des poussières du type *dust storm* sur les températures de surface est plus appréciable durant la nuit, où les échanges en rayonnement tellurique ralentissent le refroidissement après le coucher de soleil. Un tel échauffement relatif se montre présent en dessous de la surface en milieu de journée, en mettant en évidence le rôle joué par la granulométrie de l'aérosol sur la quantité d'énergie stockée dans le sol lors de situations stationnaires.

### Comparaison avec les résultats de Frangi *et al.*

Les évaluations présentées ci-dessus pour l'impact de l'aérosol désertique peuvent être comparées avec celles répertoriées par Frangi *et al.* (1992) pour l'expérience ECLATS. Les figures 3 et 4 de ces auteurs synthétisent plusieurs résultats obtenus lors des différentes journées de déroulement de l'expérience, classés en fonction de visibilité horizontale ( $V$ , inférieure ou supérieure à 5 km), parmi lesquels les cycles diurnes moyens des composantes du bilan énergétique au niveau du sol et la température de l'air à la proximité du sol (entre 1 et 2 m de hauteur) et la température de surface. Une telle comparaison se montre envisageable en raison de toute une série de facteurs en commun entre les deux types de résultats, soulignés ci-dessous.

- La couche d'aérosol en contact avec le sol prise en compte dans nos simulations avec le modèle météorologique ne représente, en fin de compte, que la répartition verticale de concentration en particules la plus souvent vérifiée au cours du déroulement de l'expérience ECLATS.
- Une visibilité horizontale de 5 km correspond à une valeur de l'ordre de  $0.77 \text{ km}^{-1}$  pour le coefficient linéaire d'extinction de l'aérosol à  $\lambda = 0.55 \mu\text{m}$ , semblable à celle employée ici ( $0.83 \text{ km}^{-1}$ ) lors de la prise en compte d'une épaisseur optique d'aérosol ( $\tau_{aer}$ ) de 1 pour la même longueur d'onde.
- Comme nous le rappelle la figure 1 de Foucart *et al.* (1987a), les conditions atmosphériques correspondant (a) à  $V < 5 \text{ km}$  et (b) à  $V > 5 \text{ km}$  se sont montrées associées respectivement (a) à  $\tau_{aer} \simeq 1$  et (b) à  $\tau_{aer} \simeq 0.5$  ou moins.

Ainsi, la différence entre les résultats présentés par Frangi *et al.* pour  $V < 5 \text{ km}$  et pour  $V > 5 \text{ km}$

peut être comparée en première approximation avec celle déduite de nos simulations faites en présence et en l'absence d'aérosol.

Le tableau 3.3 résume cette comparaison, à l'aide des résultats correspondant à midi pour le bilan radiatif au sol ( $R(sol)$ ), le flux turbulent de chaleur sensible ( $H$ ), le flux de conduction ( $G$ ), la température de surface du sol ( $T(sol)$ ) et la température de l'air à la proximité du sol ( $T(2m)$ ). Les résultats issus des simulations sont associés (a) à un contenu en vapeur d'eau d'environ  $1.67 \text{ g.cm}^{-2}$  et (b) à une surface au sol caractérisée par une réflectance de 0.25 et par une émissivité de 0.90 . Rappelons que les flux  $H$  et  $G$  (ainsi que  $LE$ ) sont présentés dans ce mémoire en faisant appel à une convention de signe qui les rend négatifs en milieu de journée, d'où les variations positives lors de l'occurrence d'aérosol.

	ce mémoire		Frangi <i>et al.</i>
	aérosol <i>background</i>	aérosol <i>dust storm</i>	
$\Delta R(sol) (W.m^{-2})$	-49 ( $\pm 30$ )	-48 ( $\pm 30$ )	-40
$\Delta H (W.m^{-2})$	+16	+6	+15
$\Delta G (W.m^{-2})$	+25	+41	+25
$\Delta T(sol) (K)$	-6.4 ( $\pm 3$ )	-2.0 ( $\pm 3$ )	$\simeq -5$
$\Delta T(2m) (K)$	-4.1 ( $\pm 3$ )	-0.5 ( $\pm 3$ )	$\simeq -2$

Tableau 3.3: comparaison entre différentes évaluations de l'influence de l'aérosol désertique à midi, d'après (a) les résultats de nos simulations (en considérant les conditions précisés dans le texte) et (b) la synthèse effectuée par Frangi *et al.* (1992) sur les observations réalisées lors de l'expérience ECLATS. Les chiffres entre parenthèses expriment l'incertitude associée aux simulations.

Les évaluations expérimentales de l'impact de l'aérosol sont encadrées par celles obtenues par simulation en adoptant les deux modèles extrêmes de Longtin *et al.*, compte tenu des incertitudes respectives. Deux facteurs doivent être rappelés lors de l'analyse de cette comparaison.

- Les données expérimentales analysées par Frangi *et al.* ont été obtenues sur un site de sol nu dont la réflectance moyenne sur le domaine des courtes longueurs d'onde vaut à peu près 0.36 (et non 0.25 comme dans les simulations en question). La comparaison entre les résultats de ces auteurs avec ceux déduits des simulations effectuées en tenant compte d'une surface de réflectance égale à 0.35 a montré un accord moins satisfaisant que celui observé dans le tableau 3.3; à titre d'exemple, les variations  $\Delta R(sol)$  associées aux modèles d'aérosol *background* et *dust storm* ont atteint  $-104$  et  $-183 W.m^{-2}$  respectivement.
- Il doit être remarqué que les simulations ont été effectuées avec un modèle météorologique en faisant appel à plusieurs conditions limites déterminées à partir de la comparaison entre des observations réalisées au cours de l'expérience ECLATS et des simulations, telles que la longueur de rugosité et l'humidité dans le sol. Ces simulations ont été effectuées en considérant une réflectance de 0.25, en représentant en conséquence les conditions régionales, et non le site particulier où les données étudiées par Frangi *et al.* ont été acquises.

Ces deux facteurs jouent des rôles opposés (contre et pour) vis-à-vis de l'accord entre les résultats de Frangi *et al.* et les notres. D'autres facteurs peuvent aussi jouer un rôle notable sur cet accord, tels que la nature des résultats (une synthèse sur plusieurs journées d'une part, des cycles diurnes reproductibles de l'autre) et les différences entre les contenus en aérosol et en vapeur d'eau. Leur influence est néanmoins difficile à préciser.

Les résultats de Frangi *et al.* (1992) peuvent être interprétés sous la forme d'une climatologie régionale de court terme: les journées de l'expérience ECLATS ont été classées turbides ou non, les températures et les flux ont été moyennés sur l'ensemble des journées de chaque classe, et l'influence des poussières a été obtenue en comparant les moyennes respectives. Cette "climatologie" (une dizaine de jours dans chaque classe) a été basée sur les mesures faites sur un site particulièrement réfléchissant. Les simulations présentées dans notre mémoire constituent le résultat global de l'application d'une série de conditions limites, tout en respectant les choix adoptés auparavant (Cautenet *et al.*, 1992; Legrand *et al.*, 1992) pour certains paramètres telles que l'émissivité du sol qui n'ont pas été soumis à une validation spécifique.

La comparaison entre ces deux jeux d'informations est présentée ici en termes de l'impact de l'aérosol, rendant secondaires les dissemblances ayant lieu entre les facteurs non-aérosol pris en compte dans chaque cas (p.ex.: la réflectance des couches superficielles du sol). Nos simulations semblent capables de fournir des résultats réalistes concernant l'influence des poussières sur les composantes du

bilan énergétique au niveau du sol. L'intérêt apporté à ce type de comparaison doit cependant être relativisé, vu l'association existant entre certains paramètres de la modélisation et l'expérience dont les résultats sont employés dans la validation prétendue.

### 3.2.4 – Couches d'aérosol en altitude

Les analyses effectuées dans les sections précédentes ont insisté sur plusieurs aspects concernant l'impact de la présence de l'aérosol désertique sur le bilan radiatif au niveau du sol et sur les profils de température. Cette section est consacrée au rôle joué par la répartition verticale des particules en suspension sur ces mêmes résultats. Le signe de l'impact de l'aérosol au niveau du sol doit être préservé lors de profils distincts de concentration, de toute similitude avec l'influence de différents types de nuages (Paltridge & Platt, 1976, pp.18-20).

Les résultats analysés dans cette section ont été tous obtenus en tenant compte (a) d'une surface au niveau du sol caractérisée par une réflectance de 0.25 et par une émissivité de 0.90, et (b) d'un profil vertical d'humidité correspondant à un contenu intégré d'environ  $1.67 \text{ g.cm}^{-2}$ . L'aérosol désertique, si présent, est (a) décrit à tour de rôle par les modèles extrêmes de Longtin *et al.*, (b) réparti uniformément soit entre le sol et la hauteur de 1.2 km, soit entre les niveaux de 2 et 3 km, et (c) associé à une épaisseur optique de 1 à  $\lambda = 0.55 \mu\text{m}$ , en considérant à peu près  $2.58 \times 10^8$  particules par  $\text{cm}^2$  de colonne d'air. Les deux couches d'aérosol ne présentent pas la même épaisseur géométrique, obligeant ce contenu total à se répartir différemment d'une à l'autre:  $2147.8 \text{ cm}^{-3}$  pour la couche en contact avec le sol et  $2577.4 \text{ cm}^{-3}$  pour la couche en altitude.

Les figures ci-dessous illustrent, toujours pour les deux répartitions verticales choisies, l'influence des deux types d'aérosol désertique sur le bilan radiatif au sol (figures 3.16 et 3.17), sur les températures de surface (figure 3.18) et sur les profils des températures de l'air et dans le sol à deux moments distincts du cycle diurne (figures 3.19-3.20). L'application des incertitudes justifiées auparavant sur les différences entre les résultats obtenus en présence et en l'absence de particules en suspension montre que la répartition verticale de celles-là ne joue qu'un rôle secondaire dans la définition de l'influence de l'aérosol du type *background*.

En revanche, l'impact dû aux poussières *dust storm* se montre susceptible à la répartition verticale en jeu. L'influence de ce modèle d'aérosol sur l'éclairement énergétique descendant au sol dans le domaine des grandes longueurs d'onde ( $L^{\downarrow}$ ) diminue au fur et à mesure que l'emplacement de la

couche contenant les particules se trouve de plus en plus éloigné du niveau du sol. Cet effet constitue le résultat final de toute une série de processus radiatifs: d'une part, la température de la couche d'aérosol diminue avec la hauteur, en réduisant la quantité d'énergie émise vers le sol; d'autre part, l'interposition d'une couche d'air entre les particules en suspension et le niveau du sol rend moindre leur influence sur  $L^{\downarrow}(sol)$ . Les figures 3.19-3.20 montrent que les températures de l'air dans cette couche interposée subissent une hausse générale en raison de ces échanges en rayonnement tellurique.

Ces figures présentent, entre autres résultats, l'impact des poussières du type *dust storm* sur l'éclairement ascendant au niveau du sol dans le domaine des grandes longueurs d'onde (diagramme en bas à droite dans la figure 3.17) et sur la température de surface (diagrammes inférieures dans la figure 3.18). En milieu de journée, selon les résultats affichés, il aurait lieu un échauffement relatif au sol suite au déplacement de la couche d'aérosol vers les niveaux 2 – 3 km. Cet effet est considéré physiquement inconsistent: une comparaison similaire, faite par exemple entre une couche de brouillard en contact avec le sol et une couverture de *stratocumulus*, justifie une variation dans le sens inverse pour les températures de surface du sol. La différence entre les deux résultats (couche d'aérosol en altitude et à la proximité du sol) n'est pas significative vis-à-vis des incertitudes admises pour ces comparaisons, en rendant éventuellement secondaire une telle discussion. Néanmoins, cet échauffement relatif a été également observé lors d'autres simulations que celles représentées dans ces figures, en constituant en principe une conséquence des erreurs systématiques commises à l'intérieur des algorithmes employés ici.

En synthèse, l'influence de la répartition verticale de l'aérosol sur l'impact de celui-ci n'est appréciable que pour certains paramètres du problème, et dépend de la présence de grosses particules en suspension. Les composantes du bilan radiatif dans le domaine des courtes longueurs d'onde peuvent subir des modifications de l'ordre de 10 %, constituant un des rares résultats présentés ici qui soit presque indépendant de la granulométrie des particules en suspension. L'influence de la répartition verticale sur l'impact radiatif de l'aérosol est jouée, en conséquence, par les grosses particules et dans le domaine des grandes longueurs d'onde. L'effet de serre associé à la présence de ces particules est analysé au long du sous-chapitre suivant.

Les résultats présentés au cours de ces dernières sections ont été obtenus en appliquant une démarche établie en l'absence d'aérosol dans l'atmosphère (voir sous-chapitre 2.2), en supposant que la présence de poussières en suspension ne modifierait pas significativement le succès des procédés d'obtention de situations stationnaires. La section 3.2.5 est consacrée à cet aspect de notre étude.

### 3.2.5 – Obtention de cycles diurnes reproductibles en présence d'aérosol

Les résultats présentés tout au long de ce sous-chapitre ont été obtenus par l'intermédiaire d'une démarche particulière d'utilisation du modèle météorologique, capable de fournir des cycles reproductibles pour les températures de surface. L'établissement de cette démarche a été effectué en l'absence d'aérosol, de façon à définir un procédé de simulation indépendant du type et du contenu de particules en suspension. L'application d'une telle démarche a permis, entre autre, d'effectuer une analyse préliminaire des conséquences énergétiques des mesures de contrôle appliquées à chaque lever du jour lors du relancement du modèle, notamment celles de la réintroduction du profil vertical initial d'humidité spécifique. En l'absence d'aérosol, le bilan énergétique au sol et celui à  $6\text{ km}$  de hauteur se sont montrés déséquilibrés malgré l'aboutissement des cycles diurnes reproductibles. Les paragraphes suivants analysent les deux bilans énergétiques en présence d'aérosol.

Le tableau 2.5 (chapitre 2) a synthétisé les principaux résultats concernant les analyses effectuées à propos du déséquilibre observé sur le bilan énergétique en haut du système sol – atmosphère pris en compte à l'intérieur du modèle météorologique ( $6\text{ km}$  de hauteur), en l'absence d'aérosol. La magnitude de ces déséquilibres s'est montrée dépendante du contenu en vapeur d'eau dans l'atmosphère, en suggérant que l'origine de ce type de résultat soit associée aux variations  $\Delta W$ , subies par le contenu intégré en vapeur d'eau lors de la réintroduction du profil initial d'humidité spécifique à chaque lever de soleil. La quantité  $L_{vap} \times \Delta W$  a présenté des magnitudes semblables ou supérieures à celles des déséquilibres observés à  $6\text{ km}$ . Le déséquilibre énergétique du système sol – atmosphère a été jugé artificiel, fruit des interventions dûes au relancement du modèle toutes les 24 heures.

Le tableau 3.4 synthétise plusieurs informations concernant l'obtention des cycles diurnes reproductibles en présence d'une couche d'aérosol en contact avec le sol et correspondant à une épaisseur optique de 1 à  $\lambda = 0.55\text{ }\mu\text{m}$ . La colonne *I* de ce tableau met en évidence que la présence d'aérosol du type *background* peut donner naissance, lors de la recherche de cycles diurnes reproductibles, à des conditions qui semblent être beaucoup plus déséquilibrées qu'en l'absence de particules en suspension. La différence entre les résultats affichés dans les colonnes *I* et *II* atteint des magnitudes relativement élevées, surtout pour l'aérosol *background*, en indiquant l'insuffisance de la ligne de raisonnement qui consiste à justifier les déséquilibres à  $6\text{ km}$  par les variations  $\Delta W$  au lever de soleil.

Rappelons, d'une part, (a) que le bilan énergétique du système sol – atmosphère représenté à l'intérieur du modèle météorologique est évalué en termes du bilan radiatif à  $6\text{ km}$ , (b) que celui-ci est à son tour dépendant de l'émission de rayonnement par la couche tropicale interposée entre  $6$  et  $70\text{ km}$ ,

et (c) que les profils de température au long de cette couche sont stationnaires, entièrement dissociés des processus ayant lieu dans les couches d'air et de sol entre 1 m de profondeur et 6 km de hauteur. Ce déséquilibre énergétique constituerait ainsi le résultat d'un bilan radiatif biaisé. D'autre part, les couches atmosphériques entre le sol et 6 km de hauteur n'atteint pas la même reproductibilité sur 24 heures que celle vérifiée à la surface du sol: l'inertie thermique de l'air est plus élevée, comme l'attestent les évolutions temporelles illustrées dans la figure 2.7 (chapitre 2). Le déséquilibre énergétique à 6 km de hauteur indiquerait l'occurrence de variations importantes, jour-à-jour, sur l'état thermodynamique de l'atmosphère.

Cet impasse concernant l'association entre cycles diurnes reproductibles (au niveau du sol) et le bilan énergétique à 6 km de hauteur a motivé l'abandon de toute analyse concernant l'impact de l'aérosol sur ce bilan. L'association entre ces déséquilibres à 6 km de hauteur et ceux correspondant au niveau de la surface du sol (analysés ci-dessous) n'est pas simple à établir, vu la non-linéarité des processus en jeu.

	aérosol	$\int_{24h} R(6km, t).dt$ ( $MJ.m^{-2}$ )	$L_{vap} \times \Delta W_i$ ( $MJ.m^{-2}$ )		premier jour reproductible
		( I )	( II )	( I - II )	
$W_0 \simeq 0.66 g.cm^{-2}$	absent	- 0.74	- 0.57	- 0.17	10 <sup>ème</sup>
	<i>background</i>	- 2.34	- 0.54	- 1.80	5 <sup>ème</sup>
	<i>dust storm</i>	- 0.92	- 0.71	- 0.21	10 <sup>ème</sup>
$W_2 \simeq 1.67 g.cm^{-2}$	absent	- 0.49	- 0.91	0.42	13 <sup>ème</sup>
	<i>background</i>	- 2.01	- 0.84	- 1.17	8 <sup>ème</sup>
	<i>dust storm</i>	- 0.39	- 0.99	0.60	13 <sup>ème</sup>
$W_5 \simeq 3.57 g.cm^{-2}$	absent	0.25	0.15	0.10	10 <sup>ème</sup>
	<i>background</i>	- 1.39	- 0.30	- 1.09	6 <sup>ème</sup>
	<i>dust storm</i>	0.57	0.20	0.37	12 <sup>ème</sup>

Tableau 3.4: comparaison entre l'intégration du bilan radiatif à 6 km de hauteur sur le premier cycle diurne reproductible et la traduction de l'effet de la réintroduction du profil initial d'humidité spécifique au respectif lever de soleil, pour trois contenus intégrés en vapeur d'eau, en l'absence et en présence d'aérosol désertique.

—

La figure 3.11 nous a montré, parmi d'autres résultats, que le cycle diurne du déséquilibre énergétique au niveau du sol ne subi pas de modifications appréciables lors de l'introduction de l'aérosol: (a) la presque totalité des valeurs horaires demeure positive, et (b) le maximum relatif en milieu de matinée est restitué à  $1 W.m^{-2}$  près. La figure 3.21, ci-dessous, présente les intégrations journalières de ce bilan tout au long de la période de vingt jours de simulation, mettant en évidence l'influence négligeable de la présence des poussières sur cet aspect de la démarche employée ici. La figure 2.9 (chapitre 2) a montré que ce type de résultat dépend relativement peu du contenu en vapeur d'eau, contrairement aux intégrations journalières du flux de conduction vers le sol. Ce dernier résultat a été interprété comme une des conséquences des mesures de contrôle: le stockage de chaleur dans le sol dépend (entre autre) des échanges en rayonnement tellurique durant la nuit, dont la magnitude est associée au contenu en vapeur d'eau, et en conséquence à la dérive diurne de celui-ci (voir section 2.3.1). La figure 2.9 a présenté des valeurs positives (cas sec  $W \simeq 0.66 g.cm^{-2}$ ) et négatives (cas humide  $W \simeq 3.57 g.cm^{-2}$ ) pour l'intégration de  $G$  sur 24 heures. Le diagramme inférieur de la figure 3.21 affiche, pour un cas intermédiaire ( $W \simeq 1.67 g.cm^{-2}$ ) et en l'absence d'aérosol, des valeurs virtuellement nulles au-delà du cinquième jour de simulation, mettant en évidence l'association entre le contenu en vapeur d'eau et l'intégration de  $G$  sur un cycle diurne reproductible.

Physiquement, cette intégration devrait être nulle, étant donné le raisonnement qui consiste à associer les régimes périodiques à des conditions dans lesquelles l'énergie stockée dans le système ne varie pas. D'une part, nos cycles diurnes reproductibles ne le sont pas au sens exact du terme, vu l'application d'un critère de ressemblance relative entre deux journées consécutives de simulation ( $\pm 0.25 K$  en températures de surface du sol). D'autre part, la réintroduction du profil vertical initial d'humidité spécifique toutes les 24 heures rend l'évolution temporelle du contenu en vapeur d'eau sur 20 jours comparable à une succession de dents de scie, ayant des conséquences sur le bilan énergétique du système sol - atmosphère qui deviennent, elles aussi, reproductibles d'un jour sur l'autre. Au niveau de la surface du sol, ces conséquences peuvent se traduire par l'occurrence d'une source de chaleur (ou d'un puits selon le signe en question) par conduction depuis les couches en dessous, en biaisant la répartition entre les composantes du bilan énergétique et éventuellement les températures de surface.

L'évaluation de l'impact des poussières au niveau du sol (bilan radiatif et températures de surface) peut être affectée par les conséquences de la démarche adoptée, étant donné que l'introduction de l'aérosol donne suite à l'obtention de valeurs distinctes pour l'intégration sur 24 heures du flux de

conduction (diagramme inférieur de la figure 3.21). Ces valeurs peuvent atteindre, dans le pire des cas (aérosol *background*), 7 % de l'intégration journalière du bilan radiatif au niveau du sol, c'est-à-dire aux environs de  $3 W.m^{-2}$  moyens sur 24 heures. L'impact d'une telle quantité d'énergie affecterait les flux turbulents  $H$  et  $LE$  (p.ex., de  $3 W.m^{-2}$  chacun sur les presque 12 heures entre le lever et le coucher de soleil). La magnitude de ces deux flux en milieu de journée subirait des modifications positives (négatives) lors de la prise en compte du modèle *background* (*dust storm*), vu que l'intégration respective de  $G$  sur 24 heures assume des valeurs négatives (positives). En d'autres termes, si l'intégration journalière du flux de conduction était nulle, la dissipation turbulente de chaleur à la surface du sol serait renforcée pour l'aérosol *background* et rendue plus faible pour l'aérosol *dust storm*, tout en réduisant la différence entre les températures de surface obtenues pour chaque cas aux alentours de midi, et en conséquence l'impact de la granulométrie des particules en suspension sur ces températures.

Ce dernier raisonnement ne fournit qu'une première idée de l'influence de la non-fermeture diurne du flux de conduction de chaleur vers le sol. Le bilan énergétique lui-même n'est pas nul, et chaque modification subie par les températures de surface du sol en raison des processus turbulents finit par avoir des conséquences sur le bilan radiatif et la conduction, étant donné les couplages existants. Le prix à payer pour l'application d'une telle démarche pour l'obtention de cycles diurnes reproductibles semble difficile à préciser. Il doit être remarqué que la magnitude des intégrations journalières de  $G$  lors des cycles diurnes reproductibles augmente avec l'épaisseur optique de l'aérosol, empêchant la poursuite de raisonnements tels que la négligence de ce type de discussion sous de conditions atmosphériques plus chargées en poussières.

La figure 2.9 a montré que l'intégration du flux de conduction vers le sol sur des cycles diurnes reproductibles peut fournir des valeurs positives ou négatives selon le contenu en vapeur d'eau dans l'atmosphère. La figure 3.21 met en évidence que la répartition granulométrique de l'aérosol désertique peut, pour un contenu en vapeur d'eau donné, jouer un rôle semblable. Ces résultats peuvent être associés au contrôle exercé par l'atmosphère sur le refroidissement nocturne du sol, via les échanges en rayonnement tellurique. Néanmoins, une telle association n'est pas simple à justifier vu le couplage existant entre les processus impliqués. Le type (la granulométrie) d'aérosol désertique intervient dans la définition des profils de température de l'air et dans le sol, en faisant de l'analyse de ces résultats un thème d'investigation difficile à approfondir. Le système sol – atmosphère représenté à l'intérieur du modèle de méso-échelle employé réagit aux contraintes imposées d'une façon couplée, les résultats se présentant comme indissociables dans la plupart des cas. Les discussions ci-dessus n'ont fait que mettre en valeur l'importance des différents couplages. Le sous-chapitre suivant analyse le rôle total joué par l'aérosol sur le système sol – atmosphère, sous le point de vue de l'évaluation des indices d'effet de serre:

il s'agit d'un point de vue globalisant, qui fait abstraction des processus intermédiaires intervenant sur l'état thermique de ce système.

Ainsi, l'évaluation faite au cours de ce chapitre de l'impact de l'aérosol désertique sur les profils de température et sur les composantes du bilan radiatif constitue le résultat global (a) de l'influence de la présence de poussières en suspension sur les grandeurs mentionnées et (b) des conséquences de l'introduction de l'aérosol sur le succès de la démarche particulière appliquée pour l'obtention des cycles diurnes reproductibles. Ce dernier aspect du sujet est supposé secondaire sans pour autant être négligeable. Ces difficultés d'interprétation n'amointrissent pas l'intérêt apporté aux résultats obtenus: elles rendent évidente la complexité du problème, en permettant que les inconvénients de la voie choisie pour cette étude ne soient pas oubliés.

### **3.3 – Aérosol Désertique et les Indices d'Effet de Serre de Stephens et al.**

Il nous a semblé pertinent d'interpréter certains des résultats présentés ci-dessus sous l'angle des "indices d'effet de serre" proposés auparavant, consacrés à l'évaluation des résultats de l'ensemble de processus physiques impliqués dans le bilan énergétique de la planète. L'évaluation expérimentale de tels indices en l'absence de nuages montre que leurs variations peuvent, en première approximation, être expliquées par les variations du contenu en vapeur d'eau (p.ex.: Stephens & Greenwald, 1991). Le rôle joué par les autres composants atmosphériques gazeux participant de façon significative du bilan radiatif (tels que le dioxyde de carbone, le méthane et l'ozone) sur les variations de ces indices serait moindre, vu que les concentrations en jeu subissent des modifications relativement faibles sur les échelles du temps et de l'espace.

La présente discussion a pour but l'analyse de l'impact de l'aérosol désertique sur deux des indices d'effet de serre, ceux proposés par Stephens & Greenwald (1991) et Stephens *et al.* (1993). La pertinence des analyses présentées ci-dessous peut être justifiée d'une part par la méconnaissance de l'éventuel impact des particules en suspension sur ces deux indices. D'autre part, l'étude des résultats obtenus en présence et en l'absence d'aérosol peut indiquer la magnitude (et le signe) de l'effet de serre correspondant, ainsi que le rôle joué par la répartition granulométrique des particules en suspension.

L'indice d'effet de serre *GE* (*greenhouse effect*) a été introduit par Stephens & Greenwald (1991),

et une analyse plus approfondie à propos de son évaluation a été publiée ultérieurement (Stephens *et al.*, 1993). Cet indice est défini en termes du quotient entre les éclaircissements  $\sigma.T(sol)^4$  (émission de corps noir au sol), et  $L^{\uparrow}(\infty)$  (rayonnement émergent de la planète dans le domaine des grandes longueurs d'onde). L'indice  $GE$  admet une interprétation physique directe: sa valeur réciproque ( $L^{\uparrow}(\infty)/\sigma.T(sol)^4$ ) fournit la transmittance atmosphérique, moyenne dans le domaine des grandes longueurs d'onde, pour les cas où la surface au sol peut être considérée comme un corps noir. Un intérêt particulier de l'étude de cet indice vient du fait qu'il peut être déterminé au-dessus des régions océaniques employant uniquement des produits actuels de la télédétection depuis l'espace.

Stephens *et al.* (1993) ont proposé un deuxième indice d'effet de serre, dénoté ici par  $ES$ , défini aussi par un rapport entre deux éclaircissements dans le domaine des grandes longueurs d'onde, un associé au rayonnement descendant au niveau du sol ( $L^{\downarrow}(sol)$ ) et l'autre associé au rayonnement ascendant au sommet du système sol - atmosphère ( $L^{\uparrow}(\infty)$ ). Ces auteurs ont fait appel à un modèle conceptuel relativement simple pour justifier une représentation linéaire des indices  $GE$  et  $ES$  en termes du contenu intégré en vapeur d'eau,  $W$ . Les deux indices ont été ensuite évalués sur l'ensemble des zones océaniques du globe, en utilisant (a) des résultats issus de la télédétection spatiale pour  $W$ ,  $T(sol)$  et  $L^{\uparrow}(\infty)$  (expériences SSM/I et ERBE) et (b) des évaluations de  $L^{\downarrow}(mer)$  (au niveau de la surface de la mer) obtenues à l'aide de l'algorithme SAMSON appliqué aux analyses faites au Centre Européen pour les Prévisions Météorologiques à Moyen Terme (CEPMMT). Ces auteurs ont évalué les indices  $GE$  et  $ES$  ainsi que leurs dépendances vis-à-vis du contenu intégré en vapeur d'eau,

$$GE = \frac{\sigma.T(sol)^4}{L^{\uparrow}(\infty)} = a_{GE} + b_{GE} \times W \quad (3.3)$$

$$ES = \frac{L^{\downarrow}(mer)}{L^{\uparrow}(\infty)} = a_{ES} + b_{ES} \times W \quad (3.4)$$

sans faire aucune séparation entre les données correspondantes à des latitudes distinctes ou à des instants différents du cycle diurne. Les coefficients  $a_{GE}$  et  $a_{ES}$  peuvent être associés à l'effet de serre "non-vapeur-d'eau", puisque  $GE = a_{GE}$  et  $ES = a_{ES}$  lors de l'extrapolation  $W = 0$ ; ils seraient dûs à l'interaction entre le rayonnement et d'autres composants gazeux de l'atmosphère tels que le dioxyde de carbone, l'ozone et le méthane. Les coefficients  $b_{GE}$  et  $b_{ES}$  traduisent les respectifs taux de variation d'indice d'effet de serre par unité de contenu en vapeur d'eau. Stephens *et al.* ont obtenu les valeurs suivantes à partir de l'analyse d'un cycle annuel complet:  $a_{GE} = 1.347$ ,  $b_{GE} = 0.0634 (g.cm^{-2})^{-1}$ ,  $a_{ES} = 0.912$  et  $b_{ES} = 0.108 (g.cm^{-2})^{-1}$ .

La présente analyse est développée en trois étapes, considérant les résultats de la modélisation météorologique obtenus sous les conditions d'ensoleillement correspondant à la journée du 20 Novembre à la latitude de  $14^{\circ} N$ , les mêmes adoptées précédemment. Deux remarques doivent être faites

concernant l'évaluation des indices  $GE$  et  $ES$  analysés ci-dessous: (a) ces valeurs ont été obtenues à deux moments de la journée (06<sup>h</sup> et midi), en essayant de quantifier l'éventuel impact du cycle diurne; et (b) l'obtention de ces indices prend en compte l'éclairement énergétique  $L^\uparrow(6km)$  au lieu de la valeur respective au sommet optique de l'atmosphère. Ce dernier choix peut être justifié par le fait que la couche tropicale placée entre 6 et 70 km de hauteur n'est pas affectée par les phénomènes turbulents représentés dans le modèle météorologique.

### Absence d'aérosol

La figure 3.22 compare les droites de régression moyennes – annuelles obtenues par Stephens *et al.* (1993) aux résultats déduits des simulations faites avec le modèle météorologique employé ici, en tenant compte de deux surfaces distinctes au niveau du sol. Le choix [ $\alpha = 0.10, \varepsilon = 0.99$ ] prend en considération les valeurs typiques de la réflectance et de l'émissivité de l'eau, représentatives de l'ensemble des conditions possibles d'être rencontrées (p.ex.: Monteith & Unsworth, 1990, pp.82-83). L'autre choix, [ $\alpha = 0.25, \varepsilon = 0.90$ ], prend en compte les valeurs adoptées tout au long du sous-chapitre 3.2 pour l'estimation de l'influence de l'aérosol. L'évaluation de  $GE$  et de  $ES$  n'est que faiblement affectée, étant donné les différences entre les symboles blancs et noirs respectifs sur la figure 3.22, tout en renforçant l'intérêt apporté à ces indices d'effet de serre: leur dépendance vis-à-vis des propriétés radiatives de la surface au sol se montre moins significative que celle associée au contenu intégré en vapeur d'eau.

La prise en compte des valeurs [ $\alpha = 0.10, \varepsilon = 0.99$ ] ne constitue pas une mesure capable d'assurer toute seule l'obtention de résultats compatibles à ceux présentés par Stephens *et al.* (1993) et signalés dans la figure 3.22 par les deux droites. Les dissemblances entre les deux jeux d'informations ne se résument pas à leur nature — Stephens *et al.*: analyse des mesures satellitaires acquises au-dessus de la mer; notre étude: simulations considérant un paysage continental. La comparaison entre les deux types de résultat est loin d'être directe car la modélisation météorologique employée ne tient pas compte de certains processus physiques affectant le milieu océanique, tels que le mélange convectif entre les couches d'eau et l'absorption de lumière solaire en profondeur.

Il doit être observé, enfin, que les amplitudes diurnes des indices  $GE$  et  $ES$  — dans les deux cas, la différence entre les triangles et les carrés sur la figure 3.22 — montrent des dépendances contraires comme fonction du contenu en vapeur d'eau pour une surface donnée. Ce résultat constitue la conséquence d'une combinaison fortuite de facteurs divers, tels que (a) les cycles diurnes des éclaircissements impliqués, associés aux cycles diurnes de température des différentes couches du système

sol – atmosphère, et (b) la dépendance entre ces éclaircissements et le contenu en vapeur d'eau. Les amplitudes de ces cycles diurnes présentent des magnitudes du même ordre de grandeur que la dispersion des points expérimentaux sur les figures 4 et 6 de Stephens *et al.* (1993).

### **Impact de l'aérosol sur les valeurs des indices et sur leur dépendance avec le contenu en vapeur d'eau**

La figure 3.23 présente les valeurs obtenues pour les indices  $GE$  et  $ES$  en l'absence (les droites) et en présence d'une couche d'aérosol associée à une épaisseur optique de 1 à  $\lambda = 0.55 \mu\text{m}$ , en considérant les deux modèles extrêmes proposés par Longtin *et al.* (1988). Les principaux aspects concernant ces résultats sont analysés ci-dessous.

- Les deux indices d'effet de serre ne réagissent pas de la même façon à la présence d'aérosol: le signe des variations par rapport aux valeurs associées à l'absence d'aérosol demeure positif pour l'indice  $ES$  tandis que pour l'indice  $GE$  il peut être positif ou négatif selon le modèle d'aérosol. En d'autres termes, il peut bien exister une description pour l'aérosol désertique (une granulométrie, une distribution spectrale pour l'indice de réfraction) dont l'influence sur le système sol – atmosphère passerait inaperçue sous le point de vue de ce dernier indice.
- La magnitude des variations de l'indice  $ES$  par rapport aux valeurs obtenues en l'absence d'aérosol, pour la suite dénotées par  $\Delta ES$ , dépend de la granulométrie associée aux particules en suspension. Ces variations s'affaiblissent au fur et à mesure que le contenu intégré en vapeur d'eau augmente, et ce résultat met en évidence le couplage entre les effets dûs à la vapeur d'eau et à l'aérosol.
- L'amplitude du cycle diurne de l'indice  $GE$  n'est pratiquement pas affectée par la présence de l'aérosol ni par la granulométrie de celui-ci. En revanche, ces influences sont significatives pour l'indice  $ES$ , dont le cycle diurne peut devenir négligeable dans des cas relativement extrêmes (modèle *dust storm*, contenu en vapeur d'environ  $3.5 \text{ g.cm}^{-2}$ ). La presque disparition du cycle diurne associé à l'indice  $ES$  lors de ces conditions indiquerait l'occurrence d'une situation particulière, dans laquelle les modifications relatives subies par  $L^\uparrow(6\text{km})$  et par  $L^\downarrow(\text{sol})$  auraient la même magnitude à deux moments de la journée.

Le tableau 3.5 présente les évaluations respectives des coefficients des relations linéaires (3.3) et (3.4). Dans la plupart des cas, l'introduction d'une couche d'aérosol d'origine désertique entre le sol et la hauteur de  $1.2 \text{ km}$  donne suite (a) à l'augmentation de la magnitude de l'effet de serre "non-

vapeur-d'eau" ( $a_{GE}$ ,  $a_{ES}$ ); et (b) à la diminution de la variation de l'effet de serre par unité de contenu intégré en vapeur d'eau ( $b_{GE}$ ,  $b_{ES}$ ), en raison des couplages reliant les processus d'absorption et de réémission de rayonnement tellurique par la vapeur d'eau et par l'aérosol.

	réflectance = 0.25, émissivité = 0.90;					
	sans aérosol;		aérosol <i>background</i> ;		aérosol <i>dust storm</i> ;	
	06 <sup>h</sup>	12 <sup>h</sup>	06 <sup>h</sup>	12 <sup>h</sup>	06 <sup>h</sup>	12 <sup>h</sup>
$a_{GE}$	1.09	1.38	1.08	1.36	1.17	1.50
$b_{GE}$	0.0535	0.0889	0.0568	0.0864	0.0559	0.0710
$a_{ES}$	0.745	0.603	0.755	0.644	0.976	0.941
$b_{ES}$	0.0976	0.119	0.0994	0.118	0.0765	0.0855

Tableau 3.5: coefficients de régression pertinents aux relations linéaires (3.3) et (3.4), en l'absence et en présence d'aérosol, celui-ci étant (a) réparti uniformément entre le sol et la hauteur de 1.2 km, correspondant à une épaisseur optique de 1 à  $\lambda = 0.55 \mu\text{m}$ , et (b) décrit à tour de rôle par les deux modèles extrêmes de Longtin *et al.* (1988). Les coefficients  $b_{GE}$  et  $b_{ES}$  sont exprimés en  $(g.cm^{-2})^{-1}$ .

Le tableau 3.6 présente les résultats obtenus pour les deux modèles extrêmes d'aérosol de Longtin *et al.*, en considérant les deux répartitions verticales appliquées au cours du sous-chapitre 3.2 pour le contenu total de particules en suspension. L'analyse de ce tableau montre que la sensibilité des indices  $GE$  et  $ES$  à la répartition verticale des particules dépend de leur granulométrie, le modèle *dust storm* étant celui associé aux variations plus significatives de  $GE$  (jusqu'à 0.08) et de  $ES$  (jusqu'à 0.02). La corrélation entre une telle sensibilité et le contenu en vapeur d'eau ne se montre pas très claire, et cet aspect du sujet pourrait être davantage étudié pour des profils d'humidité dont le contenu total serait plus concentré en dessous de la couche d'aérosol.

$W (g.cm^{-2}) \Rightarrow$	0.66	1.67	3.57	0.66	1.67	3.57
	indice $GE$					
	$06^h$			$12^h$		
sans aérosol	1.120	1.172	1.278	1.427	1.526	1.692
aérosol <i>background</i> , couche [ sol, 1.2 km]	1.110	1.166	1.278	1.403	1.492	1.659
aérosol <i>background</i> , couche [2 km, 3 km]	1.118	1.171	1.284	1.420	1.511	1.673
aérosol <i>dust storm</i> , couche [ sol, 1.2 km]	1.198	1.262	1.365	1.533	1.615	1.745
aérosol <i>dust storm</i> , couche [2 km, 3 km]	1.232	1.301	1.399	1.607	1.698	1.823
	indice $ES$					
	$06^h$			$12^h$		
sans aérosol	0.793	0.898	1.083	0.661	0.791	1.016
aérosol <i>background</i> , couche [ sol, 1.2 km]	0.803	0.912	1.099	0.702	0.828	1.052
aérosol <i>background</i> , couche [2 km, 3 km]	0.807	0.912	1.100	0.704	0.830	1.056
aérosol <i>dust storm</i> , couche [ sol, 1.2 km]	1.011	1.101	1.240	0.979	1.081	1.235
aérosol <i>dust storm</i> , couche [2 km, 3 km]	1.022	1.118	1.255	0.967	1.077	1.235

Tableau 3.6: valeurs obtenues pour les indices d'effet de serre  $GE$  et  $ES$  à partir des résultats des simulations météorologiques, en l'absence et en présence d'aérosol, celui-ci étant (a) réparti uniformément soit entre le sol et la hauteur de 1.2 km, soit entre les niveaux de 2 et de 3 km, associé toujours à une épaisseur optique de 1 à  $\lambda = 0.55 \mu m$ , et (b) décrit à tour de rôle par les deux modèles extrêmes de Longtin *et al.*. Ces résultats correspondent à une surface au sol caractérisée par une réflectance de 0.25 et par une émissivité de 0.90. Les coefficients  $b_{GE}$  et  $b_{ES}$  sont exprimés en  $(g.cm^{-2})^{-1}$ .

## Dépendance des indices d'effet de serre avec l'épaisseur optique de l'aérosol

Stephens & Greenwald (1991) et Stephens *et al.* (1993) ont mis en évidence que les indices d'effet de serre  $GE$  et  $ES$  varient linéairement en fonction du contenu en vapeur d'eau dans l'atmosphère, en justifiant la recherche des coefficients pertinents aux relations (3.3) et (3.4). L'analyse des valeurs de ces indices associées aux résultats issus de la modélisation météorologique confirme l'occurrence d'une telle dépendance, même en présence d'aérosol.

La dernière étape de la présente discussion sur les indices  $GE$  et  $ES$  concerne l'analyse de leur dépendance vis-à-vis de l'épaisseur optique de l'aérosol à  $\lambda = 0.55$  et à  $\lambda = 11.5 \mu\text{m}$ . L'intérêt apporté à ces deux longueurs d'onde semble justifié, car elles se situent à peu près au centre de deux régions spectrales au long desquelles l'absorptance de l'ensemble des composants gazeux de l'atmosphère se montre relativement faible: le visible solaire et la fenêtre infra-rouge  $8 - 14 \mu\text{m}$ . En d'autres termes, c'est au long de ces régions spectrales que le couplage entre les effets radiatifs associés à l'aérosol et aux composants gazeux de l'atmosphère serait minimal, permettant que l'impact des particules en suspension puisse s'exprimer le plus clairement possible. Le choix de ces régions spectrales a pris en compte le fait que le rôle joué par l'aérosol peut être fort différent entre les deux, selon la répartition granulométrique en jeu. Rappelons la dépendance spectrale associée aux deux modèles d'aérosol désertique employés dans cette étude et précédemment décrits (sous-chapitre 1.3): le rapport entre les épaisseurs optiques de l'aérosol à  $\lambda = 11.5$  et à  $\lambda = 0.55 \mu\text{m}$  vaut environ 0.05 et 1.06 respectivement pour les modèles *background* et *dust storm* de Longtin *et al.* (1988a, 1988b).

Les figures 3.24 et 3.25 présentent les valeurs des indices  $GE$  et  $ES$  en fonction de l'épaisseur optique de l'aérosol à ces deux longueurs d'onde, en considérant les résultats employés dans les analyses précédentes ( $\tau_{aer}^{0.55\mu\text{m}} = 1$ ) et ceux correspondant au cas intermédiaire ( $\tau_{aer}^{0.55\mu\text{m}} = 0.5$ ), toujours pour une couche uniforme entre le sol et  $1.2 \text{ km}$  de hauteur. Les lignes affichées dans ces figures représentent les droites de régression respectives.

L'influence du modèle d'aérosol (et surtout de la granulométrie en jeu) semble claire dans ces deux figures: les variations  $\partial GE / \partial \tau_{aer}$  présentent des signes opposés d'un modèle à l'autre, et les variations  $\partial ES / \partial \tau_{aer}$  possèdent dans la plupart des cas des magnitudes fort distinctes. A remarquer, enfin, que les deux courbes associées à un même contenu en vapeur d'eau indiquent, sur chacun de ces huit diagrammes, les limites possibles des dépendances  $\partial / \partial \tau_{aer}$  associées à l'indice d'effet de serre respectif; p.ex., les carrés noirs et blancs affichés sur la figure 3.24 représentent respectivement les limites supérieur et inférieur pour la variation de  $GE$  et de  $ES$  comme fonction de  $\tau_{aer}^{0.55\mu\text{m}}$ .

Les deux indices d'effet de serre montrent une dépendance linéaire (ou presque) vis-à-vis de l'épaisseur optique de l'aérosol, aux deux longueurs d'onde en question. Ce résultat nous fait rappeler le modèle conceptuel employé par Stephens & Greenwald (1991) et Stephens *et al.* (1993) comme justificatif de la recherche de relations expérimentales entre ces deux indices et le contenu en vapeur d'eau — voir la quatrième section du premier article, ou la troisième section du deuxième. Ce modèle est basé principalement sur deux hypothèses: (a) l'occurrence d'équilibre radiatif pour l'ensemble du système sol – atmosphère, et (b) l'absence totale d'interaction entre les composants atmosphériques et le rayonnement solaire. Les deux indices sont, ensuite, exprimés comme des fonctions linéaires de l'épaisseur optique totale de l'atmosphère, associée à l'ensemble des composants radiativement actifs et moyenne sur le domaine des grandes longueurs d'onde. La magnitude de cette épaisseur optique peut atteindre 3.9 pour une composition atmosphérique contenant  $2.8 \text{ g.cm}^{-2}$  de vapeur d'eau, dont 73 % dûs à cette dernière molécule (Stephens *et al.*, 1993).

Les figures 3.24 et 3.25 nous apprennent que l'aérosol désertique contribue aux valeurs des indices  $GE$  et  $ES$  en jouant pratiquement le même rôle que celui associé aux composants gazeux de l'atmosphère — c'est-à-dire, en augmentant l'épaisseur optique du milieu. Les différences entre l'aérosol et ces composants se reposeraient notamment sur (a) l'occurrence des processus de diffusion de lumière; et (b) la dépendance spectrale des propriétés optiques, plus faible et distincte. A une exception près, l'augmentation du contenu en aérosol fait croître la magnitude des deux indices. L'exception en question (l'influence du modèle *background* sur l'indice  $GE$ ) constitue un contre-exemple à la ligne de raisonnement suivie par Stephens et ses collaborateurs; cet argument peut être justifié par le fait que ce modèle d'aérosol joue un rôle négligeable dans le domaine des grandes longueurs d'onde par rapport à son influence aux courtes longueurs d'onde ( $\tau_{aer}^{11.5\mu m} / \tau_{aer}^{0.55\mu m} \simeq 0.05$ ).

## Synthèse

Les résultats présentés ci-dessus ne constituent qu'un premier regard à propos de l'influence de la présence de particules d'origine désertique en suspension sur les valeurs associées à deux indices d'effet de serre. Un d'entre eux ( $ES$ ) est capable d'indiquer la présence d'aérosol sans ambiguïté: les variations  $\Delta ES$  (mesurées à partir de la condition démunie d'aérosol) ont toujours le même signe indépendamment de la répartition verticale des particules en suspension ou de leur granulométrie. La magnitude des variations  $\Delta ES$  dépend, en plus de ces variables, des contenus en aérosol et en vapeur d'eau, résultat qui met en évidence le couplage existant entre les impacts radiatifs ayant lieu dans le domaine des grandes longueurs d'onde. La dépendance des indices  $GE$  et  $ES$  aux autres paramètres en jeu — type de surface au sol, cycle diurne — a été évaluée en première approximation, constituant

un point de départ pour d'éventuelles investigations futures.

Une application possible à ce type d'étude concernerait l'influence des particules d'origine désertique sur l'estimation de l'indice  $GE$  faite à partir de certains produits de la télédétection spatiale au-dessus des régions océaniques. Une telle influence serait plausible dans les zones océaniques susceptibles d'être affectées par la présence d'aérosol désertique, comme au large des façades atlantique (au Nord du Golfe de Guinée) et méditerranéenne du continent africain. Le développement de cette discussion demanderait la comparaison entre deux aspects du sujet: (a) la magnitude des variations  $\Delta GE$ , comptées à partir des valeurs  $GE$  correspondants à l'absence d'aérosol; et (b) l'ordre de grandeur de l'incertitude associée à l'estimation de cet indice, faite à partir des produits  $L^\uparrow(\infty)$  et  $T(sol)$  fournis par la télédétection spatiale. La magnitude des variations  $\Delta GE$  donnerait une première idée sur l'erreur qui serait commise si cet indice était estimé en négligeant la présence des particules en suspension. La comparaison entre  $\Delta GE$  et l'incertitude d'estimation de  $GE$  nous permettrait de prendre une position à propos de la signification de l'impact dû à l'aérosol sur tel indice d'effet de serre. Il doit être remarqué que cette voie d'étude requerrait la réalisation de simulations au-delà des possibilités (et des objectifs) du présent mémoire, c'est-à-dire, des simulations prenant en compte l'ensemble des processus physiques capables d'affecter la température de surface de la mer.

### 3.4 – Conclusions

Le système sol – atmosphère constitue le rassemblement de plusieurs sous-systèmes, à l'intérieur desquels les échanges énergétiques respectent des contraintes distinctes: les couches plus profondes dans le sol (conduction); l'interface entre le sol et l'atmosphère, formée par les dernières fractions de millimètre de sol et les premières fractions de millimètres d'air (conduction dans l'air et dans le sol, turbulence et rayonnement); la couche limite planétaire (turbulence et rayonnement); et l'atmosphère libre, au-dessus de la couche limite planétaire (turbulence, mais de moins en moins influencée par la surface, et rayonnement). L'efficacité de ces différents processus n'est pas uniforme au long de chaque sous-système, suite aux variations spatiales des propriétés du milieu. Les réponses thermiques sont, d'abord d'origine distincte d'un sous-système à l'autre étant donné le type de bilan énergétique en jeu, puis non-uniformes à l'intérieur de chacun d'eux comme conséquence de telles variations spatiales. L'étude de cycles diurnes reproductibles représente un moyen d'accéder à la réponse du système sol – atmosphère entier, après que les sous-systèmes "plus rapides" aient "attendus" les plus "lents", en toute abstraction de l'occurrence de phénomènes transitoires. L'analyse de cycles diurnes reproductibles

permet l'établissement d'une première base de résultats à propos de l'influence des paramètres du problème (tels que le type d'aérosol), où la variable temps n'intervient que lors de la présentation des cycles diurnes des grandeurs d'intérêt.

L'analyse des situations stationnaires a permis, tout au long des derniers sous-chapitres, de comparer les composantes du bilan radiatif et les profils de température en l'absence et en présence d'aérosol. Nous insistons sur le fait que ces comparaisons sont préliminaires et éventuellement entachées d'un certain nombre d'erreurs difficiles à évaluer. L'étude de cycles reproductibles sur vingt-quatre heures compare, en fin de compte, des profils verticaux de température et des bilans radiatifs relatifs à des journées dites "perpétuelles", car chacun de ces cycles est obtenu à la fin d'une période de simulation de plusieurs jours correspondant tous à une même date du calendrier. L'adoption d'une telle idéalisation ne peut avoir un certain sens que dans le cadre de l'obtention de cycles diurnes reproductibles sur vingt-quatre heures, puisque en réalité la déclinaison solaire et la distance Terre-Soleil varient au cours du temps, et parfois de façon appréciable, comme lors des équinoxes (environ 21 Mars et 21 Septembre) pour la déclinaison. Cette idéalisation n'est plausible qu'au cours de deux époques de l'année, en comprenant quelques jours et en encadrant les solstices d'été et d'hiver. Les résultats présentés au cours des sous-chapitres 3.1 et 3.2 peuvent être jugés relativement libres de toute possible influence systématique due à l'utilisation de jours perpétuels, étant donné que l'impact des paramètres étudiés a été basé sur le calcul de différences entre des simulations distinctes correspondant à une même date du calendrier. L'estimation des effets saisonniers sur les résultats présentés dans ce mémoire demanderait, en suivant toujours la même démarche d'utilisation du modèle météorologique, la connaissance du cycle annuel des conditions limites pertinentes, telles que la température à un mètre de profondeur dans le sol.

Les principaux résultats obtenus au long du présent chapitre concernant l'impact de l'aérosol sur le bilan radiatif au sol et les profils verticaux de température ont été soumis à une analyse d'importance de leur magnitude, significative ou non. Cette analyse a été basée sur la prise en compte, sous la forme d'une incertitude aléatoire, de la dépendance de ces mêmes résultats vis-à-vis du choix effectué à propos de la condition initiale adoptée lors des simulations avec le modèle météorologique. Cette dépendance exprimerait, en outre, l'erreur commise lors de l'arrêt de chaque période de simulation, distinct d'une situation atmosphérique à l'autre. L'application de ce raisonnement nous a permis d'identifier les résultats plus significatifs, rappelés ci-dessous.

- L'occurrence des deux granulométries peut donner comme résultat un même bilan radiatif au sol en milieu de journée, malgré les différentes modifications subies par les composantes de celui-ci

(voir figures 3.7-3.9). La mesure de ce bilan — par exemple, à l'aide de *net-radiometers*— ne peut pas fournir des indications sur les propriétés des particules en suspension dans ces conditions. Une telle analyse requiert la séparation entre les composantes, possible à partir de l'utilisation de pyranomètres (courtes longueurs d'onde) et de pyrgeomètres (grandes longueurs d'onde).

- La présence de l'aérosol peut modifier le cycle diurne des températures de surface du sol, suite à toute une série de processus radiatifs et non-radiatifs. Deux répartitions granulométriques distinctes peuvent correspondre à un même bilan radiatif en milieu de journée et pourtant être associées à des températures de surface différentes par plusieurs  $K$ , résultat qui met en évidence le rôle non-négligeable joué par le transfert turbulent et par la conduction de chaleur. L'amplitude diurne de cette température est réduite avec l'introduction de l'aérosol: les valeurs maximales en milieu de journée sont affaiblies et les valeurs minimales en fin de nuit peuvent augmenter selon la présence des grosses particules.
- Les températures de l'air et dans le sol peuvent être modifiées par l'occurrence d'aérosol, notamment aux niveaux verticaux à la proximité de la surface du sol. L'impact de la répartition granulométrique est systématique tout au long du cycle diurne, aussi bien dans le sol (échauffement relatif en présence de grosses particules) que dans l'atmosphère (refroidissement relatif en l'absence de grosses particules).
- L'impact de la répartition verticale des particules en suspension sur le bilan radiatif au sol et sur les températures de surface s'est montrée réduite pour les conditions dans lesquelles les tests ont été réalisés (couches d'aérosol d'épaisseur optique égale à 1). Le résultat plus significatif de ces tests peut être résumé par l'échauffement relatif de l'air en dessous d'une couche d'aérosol du type *dust storm* en altitude.

Plusieurs résultats qui se sont montrés systématiques n'ont pas été jugés significatifs vis-à-vis de l'incertitude commentée ci-dessus, tels que le refroidissement nocturne de la surface du sol en présence des poussières du type *background*. Le jugement à propos de l'importance de ces résultats peut éventuellement être modifié lors de la prise en compte d'autres contenus en aérosol.

Les résultats obtenus concernant l'impact des deux modèles d'aérosol désertique peuvent représenter les limites respectives encadrant les conditions possibles d'être rencontrées dans la nature, correspondantes à des granulométries intermédiaires. Les résultats expérimentaux déduits en présence d'aérosol désertique doivent, en conséquence, être compris entre ces deux limites: par exemple,  $-6.4 < \Delta T(sol) < -2 K$  à  $12^h$  du 20 Novembre, à la latitude de  $14^\circ N$ , pour  $W \simeq 1.67 g.cm^{-2}$ , en considérant

une couche d'aérosol à la proximité du sol associée à une épaisseur optique d'environ 1, tout en respectant les autres contraintes imposées lors des simulations. La difficulté de valider nos conclusions par l'observation sur le terrain semble claire; il ne s'agit pas de considérer encore pour une fois les résultats de l'expérience ECLATS, vu qu'ils sont implicitement pris en compte dans les simulations effectuées avec le modèle météorologique. Cette difficulté justifie l'intérêt apporté dans notre cinquième chapitre à la comparaison entre (a) des estimations du contenu en aérosol effectuées en faisant appel à l'application de ces simulations à l'imagerie METEOSAT-IR, et (b) des mesures indépendantes de ce contenu depuis le sol réalisées en Novembre 1989.

La température de surface du sol dépend du contenu et de la granulométrie de l'aérosol désertique mais aussi de plusieurs autres facteurs, notamment du contenu en vapeur d'eau dans l'atmosphère et des propriétés radiatives de la surface au sol. L'impact de ces facteurs peut, dans certains cas, masquer les effets induits par les poussières sur le système sol – atmosphère.

La figure 3.26 résume plusieurs résultats analysés au cours du sous-chapitre 3.2, en mettant en évidence le couplage existante entre les effets associés à l'aérosol et à la vapeur d'eau: la magnitude de l'écart  $T_a(sol) - T_c(sol)$  diminue progressivement au fur et à mesure qu'augmente le contenu en humidité. Ce couplage montre une certaine dépendance vis-à-vis de la granulométrie et du contenu total en aérosol. Les résultats réunis dans cette figure montrent que l'impact d'un éventuel doublement du contenu en aérosol *dust storm* en milieu de journée — affaiblir les températures de surface du sol d'environ  $1 K$  — peut être masqué par le doublement du contenu en vapeur d'eau. La figure 3.27 présente ces mêmes résultats mais en fonction de l'épaisseur optique de l'aérosol. En première approximation, les variations de la température de surface du sol semblent linéaires aux variations des contenus en aérosol et en vapeur d'eau, tout en respectant les domaines choisis pour les valeurs en jeu.

L'impact de l'aérosol et celui de la vapeur d'eau sur les températures de surface du sol se masquent mutuellement, en soulevant des interrogations sur la fiabilité des résultats concernant les contenus intégrés respectifs issus de la télédétection basée sur l'observation de la planète le long de la région spectrale  $10.5 - 12.5 \mu m$ , fortement influencée par l'émission de rayonnement au niveau du sol. La disponibilité des mesures faites en deux canaux spectraux distincts dans cette région, comme chez les radiomètres AVHRR des satellites de la série NOAA, a permis la proposition d'algorithmes pour estimer le contenu en vapeur d'eau (p.ex.: Kleespies & McMillin, 1990); l'influence de l'aérosol sur les résultats de ces techniques serait en principe secondaire, étant donné la dépendance spectrale relativement faible des propriétés optiques des particules en suspension. En revanche, la disponibilité d'un seul canal entre  $10.5$  et  $12.5 \mu m$ , comme chez les satellites de la série METEOSAT, rend difficile

l'estimation du contenu en aérosol sans faire appel à des mesures indépendantes du contenu en vapeur d'eau (p.ex.: Tanré & Legrand, 1991). L'analyse des observations réalisées ne dépend pas uniquement des aspects reliant les températures de surface du sol aux contenus en vapeur d'eau et en aérosol, ou aux propriétés radiatives de cette surface: il s'agit d'un problème de transfert radiatif, vu que les luminances émergentes de la planète constituent le résultat de plusieurs interactions entre le rayonnement émis au sol et la composition de l'atmosphère. Cette discussion est approfondie au cours des chapitres suivants.

— \* \* \* —

**Chapitre 4 –  
Impact de l’Aérosol Désertique  
sur les Luminances Emergentes de  
la Planète dans la Région Spectrale  
10.5 – 12.5  $\mu m$ : Simulations avec le  
Code LOWTRAN-7**

## Introduction

L'interprétation de mesures des luminances émergentes de la planète dans le domaine des grandes longueurs d'onde en présence de nuages permet l'estimation d'un certain nombre de leurs caractéristiques, telles que (a) la température du sommet des *cirrus* semi-transparents (p.ex.: Szejwach, 1982), (b) des renseignements sur la granulométrie des cristaux de glace dans ce même type de nuage (p.ex.: Parol *et al.*, 1991) et (c) l'épaisseur optique des nappes de brouillard (Vanbauce *et al.*, 1993). En l'absence de nuages, ces luminances résultent d'une multitude de processus radiatifs, en incluant l'émission de rayonnement par le sol et les échanges en émission / absorption entre les différentes couches de l'atmosphère. L'analyse des luminances émergentes correspondant à des régions spectrales fortement influencées par l'absorption et par l'émission atmosphériques permet la télédétection des profils verticaux de la température de l'air et de la concentration de certains composants moléculaires tels que la vapeur d'eau (voir la synthèse présentée par Lenoble, 1993, pp.469-481). Enfin, l'interprétation de luminances émergentes associées aux fenêtres atmosphériques (telles que la région 10.5 – 12.5  $\mu\text{m}$ ) permet, en l'absence de nuages, l'aboutissement de plusieurs applications en télédétection du système sol – atmosphère, telles que (a) l'estimation des températures de surface de la mer (p.ex.: McClain *et al.*, 1985) et celle des températures de brillance à la surface des régions continentales (Reutter *et al.*, 1994), (b) l'identification des panaches de particules d'origine volcanique dans la stratosphère (Prata, 1989), (c) l'estimation du contenu intégré en vapeur d'eau dans l'atmosphère (p.ex.: Kleespies & McMillin, 1990) et (d) le suivi spatio-temporel du transport des poussières désertiques (p.ex.: Ackerman, 1989; Legrand, 1990).

Chacune de ces applications en télédétection fait appel à un certain modèle conceptuel pour l'analyse des mesures de luminance émergente en termes du(des) paramètre(s) géophysique(s) d'intérêt. Ces modèles conceptuels sont proposés en respectant la hiérarchie entre les processus en jeu, cherchant à décrire les phénomènes étudiés à l'aide de relations entre les grandeurs impliquées qui soient relativement simples sous le point de vue analytique. L'intérêt apporté à des modèles conceptuels valables et analytiquement simples semble claire, étant donné (a) la complexité formelle de l'équation de transfert radiatif, et (b) les dépendances multiples présentées par ses termes vis-à-vis des profils thermodynamiques tout au long de l'atmosphère (température, pression et concentrations) et des propriétés radiatives de la surface au sol.

Ce chapitre est consacré à l'étude des luminances émergentes de la planète dans la région spectrale  $10.5 - 12.5 \mu m$  comme fonction d'un certain nombre de facteurs décrivant la présence d'aérosol désertique dans l'atmosphère (propriétés optiques, répartition verticale, contenu total) et de trois facteurs non-aérosol du problème (la réflectance de la surface au sol, l'émissivité de celle-ci, et le contenu intégré en vapeur d'eau). Le rôle joué par ces derniers est analysé sous le point de vue de l'effet perturbateur introduit par la méconnaissance de leurs valeurs lors de l'interprétation des luminances émergentes en termes du contenu en aérosol. Cet ensemble de résultats permet la discussion et la révision du modèle conceptuel disponible à l'heure actuelle pour l'interprétation des données METEOSAT-IR (Legrand, 1990), selon lequel les variations de luminance émergente seraient directement proportionnelles au contenu en aérosol (et, selon le cas, à celui en vapeur d'eau).

Le sous-chapitre 4.1 rappelle quelques notions concernant l'évaluation pratique de luminances au sommet de l'atmosphère et intégrées sur une région spectrale quelconque. Le code radiatif utilisé est présenté et ses principales limitations sont discutées. Les sous-chapitres 4.2 et 4.3 analysent les principaux résultats obtenus en l'absence et en présence d'aérosol désertique, en faisant appel aux profils de température discutés dans notre troisième chapitre et correspondant à des cycles diurnes reproductibles. Le sous-chapitre 4.4 compare un certain nombre de résultats présentés par Legrand *et al.* (1992) avec ceux obtenus en suivant la démarche employée dans le présent mémoire, tout en tenant compte des mêmes choix pour les plusieurs paramètres impliqués. Une telle comparaison s'avère pertinente puisque les deux études (celle-ci et Legrand *et al.*) appliquent un même outil de simulation (le modèle météorologique de méso-échelle de Pielke et Mahrer) mais selon deux raisonnements distincts pour atteindre un objectif commun: l'analyse de la dépendance entre les signaux perçus par un capteur METEOSAT-IR et la présence d'aérosol désertique. Le sous-chapitre 4.5 synthétise les résultats obtenus, en analysant le modèle conceptuel actuel pour l'interprétation des images METEOSAT-IR en termes du contenu en poussières en suspension.

## 4.1 – Evaluation des Luminances Emergentes de la Planète

L'interprétation des observations de la planète faites depuis l'espace dans des régions spectrales situées dans le domaine des grandes longueurs d'onde doit prendre en compte l'occurrence d'émission par les différentes parties du système sol – atmosphère. L'évaluation des luminances arrivant à un capteur en orbite à partir des profils atmosphériques fait appel aux intégrations verticale et spectrale de la solution de l'équation de transfert. La section 4.1.2 présente le code radiatif employé ici (le LOWTRAN-7) et

examine ses principales limitations, concernant entre autres les méthodes qu'y sont prises en compte pour l'intégration verticale et pour l'évaluation des effets de l'absorption gazeuse. La section ci-dessous rappelle quelques notions générales et un certain nombre de difficultés d'ordre pratique concernant le calcul des luminances arrivant à un capteur en orbite.

#### 4.1.1 – Rappels

L'intégration formelle de l'équation de transfert radiatif en l'absence de rayonnement solaire fournit l'expression suivante pour les luminances spectrales ascendantes au sommet de l'atmosphère ( $\tau = 0$ ):

$$I_{\lambda}(\lambda, 0; +\mu, \varphi) = I_{\lambda}(\lambda, \tau_S; +\mu, \varphi).t(0; \tau_S) + \int_{t(0; \tau_S)}^1 J_{\lambda}(\lambda, \tau'; +\mu, \varphi).dt(0, \tau') , \quad (4.1)$$

en faisant appel à la notation précisée dans notre premier chapitre. La condition limite  $I_{\lambda}(\lambda, \tau_S; +\mu, \varphi)$  au niveau de la surface résulte de l'émission de rayonnement par le sol et de la réflexion par celui-ci du rayonnement descendant en provenance des couches de l'atmosphère:

$$I_{\lambda}(\lambda, \tau_S; +\mu, \varphi) = \varepsilon(\lambda; +\mu, \varphi).B_{\lambda}(\lambda, T_S) + \frac{1}{\pi} \cdot \int_0^1 \int_0^{2\pi} \tau(\lambda; \mu', \varphi', +\mu, \varphi) \cdot \mu' \cdot I_{\lambda}(\lambda, \tau_S; -\mu', \varphi') \cdot d\mu' \cdot d\varphi' . \quad (4.2)$$

La fonction-source exprime, à son tour, la production de rayonnement par l'émission et par la diffusion atmosphériques:

$$J_{\lambda}(\lambda, \tau'; +\mu, \varphi) = (1 - \varpi(\lambda, \tau')) \cdot B_{\lambda}(\lambda, T(\tau')) + \frac{\varpi(\lambda, \tau')}{4 \cdot \pi} \cdot \int_{-1}^1 \int_0^{2\pi} I_{\lambda}(\lambda, \tau'; \mu', \varphi') \cdot P(\lambda, \tau'; \mu', \varphi', +\mu, \varphi) \cdot d\mu' \cdot d\varphi' . \quad (4.3)$$

L'évaluation des différentes grandeurs intervenant dans ces expressions demande la connaissance des profils verticaux de pression, de température de l'air et de concentration des différents composants radiativement actifs de l'atmosphère (tels que la vapeur d'eau, l'aérosol, l'ozone et le dioxyde de

carbone). Ces profils sont couramment mis à disposition sous la forme de tableaux issus de l'analyse de données aérologiques, où la pression ou l'altitude est employée comme ordonnée de position entre le sol et le sommet de l'atmosphère. L'intégration de l'équation de transfert demande en conséquence que les grandeurs impliquées soient connues tout au long d'une grille composée par un nombre fini de niveaux verticaux; certains calculs — tels que ceux des transmittances — sont ainsi faits couche par couche de l'atmosphère, et l'intégration des fonctions-source est remplacée par une approximation numérique. Cette approximation doit être capable de fournir des résultats précis sans faire appel à un nombre trop élevé (sous le point de vue d'informatique) de niveaux verticaux, tâche qui s'avère complexe pour des profils atmosphériques caractérisés par des inversion de température ou des changements abrupts des concentrations en vapeur d'eau. L'importance de ces difficultés augmente en présence des bandes fortes d'absorption gazeuse; la saturation des telles bandes peut avoir lieu même sur des chemins optiques relativement courts, rendant plus intense l'interaction radiative entre deux couches atmosphériques adjacentes. Dans ces conditions, l'application d'approximations numériques simples telles que la formule des trapèzes pour l'intégration des fonctions-source peut donner naissance à des résultats fort biaisés. L'importance de cette discussion n'est pas la même d'une région spectrale à l'autre étant donné l'emplacement des bandes fortes. La littérature contient plusieurs solutions pour ce problème, dès la simple augmentation du nombre des niveaux verticaux pris en compte (p.ex.: Roach & Slingo, 1979) jusqu'à l'application judicieuse de techniques telles que la quadrature de Gauss (p.ex.: Morcrette & Fouquart, 1985).

La mise en oeuvre de l'intégration de l'équation de transfert entre deux niveaux quelconques de l'atmosphère demande (a) d'abord, l'adoption d'une grille verticale entre ces limites, capable de tenir compte des structures de la répartition des concentrations (vapeur d'eau, ozone, etc...) et du profil de température de l'air, et (b) puis, le remplacement de l'intégration de la fonction-source par une somme finie, dont les termes représentent chacun la contribution d'une couche atmosphérique délimitée par deux niveaux successifs de la grille. Les luminances spectrales ascendantes au sommet de l'atmosphère peuvent en conséquence être exprimées sous la forme:

$$\begin{aligned}
 I_{\lambda}(\lambda, 0; +\mu, \varphi) &= I_{\lambda}(\lambda, \tau_S; +\mu, \varphi) \times \prod_{n=1}^{N-1} t(\tau^{(n+1)}, \tau^{(n)}) + \\
 &+ \sum_{n=1}^{N-1} J_{\lambda}^{(n)}(\lambda; +\mu, \varphi) \cdot (t(0, \tau^{(n+1)}) - t(0, \tau^{(n)})) \quad (4.4)
 \end{aligned}$$

$$I_{\lambda}(\lambda, \tau_S; +\mu, \varphi) = \varepsilon(\lambda; +\mu, \varphi) \cdot B_{\lambda}(\lambda, T_S) + \\ + \frac{1}{\pi} \cdot \int_0^1 \int_0^{2\pi} r(\lambda; \mu', \varphi', +\mu, \varphi) \cdot \mu' \cdot I_{\lambda}(\lambda, \tau_S; -\mu', \varphi') \cdot d\mu' \cdot d\varphi' ,$$

tenant compte de  $N$  niveaux verticaux ( $N-1$  couches entre le sol et le sommet de l'atmosphère), avec  $\tau^{(1)} = \tau_S$  et  $\tau^{(N)} = 0$ . La quantité  $J_{\lambda}^{(n)}(\lambda; +\mu, \varphi)$  constitue une valeur typique de celles associées à la fonction-source au long de la couche délimitée par les niveaux  $\tau^{(n)}$  et  $\tau^{(n+1)}$ . En d'autres termes, les valeurs  $J_{\lambda}^{(n)}(\lambda; +\mu, \varphi)$  représentent des fonctions-source équivalentes, capables de fournir des résultats satisfaisants une fois introduites dans le procédé d'intégration verticale. Ces valeurs équivalentes peuvent être écrites comme:

$$J_{\lambda}^{(n)}(\lambda; +\mu, \varphi) = (1 - \omega^{(n)}(\lambda)) \times [B_{\lambda}(\lambda, T)]^{(n)} + \\ + \frac{\omega^{(n)}(\lambda)}{4 \cdot \pi} \cdot \left[ \int_{-1}^{+1} \int_0^{2\pi} I_{\lambda}(\lambda; \mu', \varphi') \cdot P(\lambda; \mu', \varphi', +\mu, \varphi) \cdot d\mu' \cdot d\varphi' \right]^{(n)} , \quad (4.5)$$

où les quantités affectées par  $^{(n)}$  correspondent à des valeurs équivalentes pour la couche atmosphérique entre les niveaux  $\tau^{(n)}$  et  $\tau^{(n+1)}$ . L'évaluation des fonctions-source  $J_{\lambda}^{(n)}$  demande la connaissance des grandeurs pertinentes à l'intégration hémisphérique indiquée à droite de l'équation ci-dessus. Les deux approches les plus courantes à propos du terme de diffusion multiple constituent: (a) le calcul, couche à couche, des distributions angulaires de la luminance  $I_{\lambda}(\lambda; \mu', \varphi')$  à la base et au sommet de chaque couche à l'aide d'une méthode précise (telle que les harmoniques sphériques ou les ordonnées discrètes), suivi de l'application des fonctions de diffusion pertinentes; et (b) l'acceptation d'hypothèses concernant le problème radiatif en question, permettant d'estimer les valeurs de l'intégration hémisphérique du produit entre luminances et fonctions de diffusion à chaque noeud de la grille. L'intégration verticale du terme d'émission par les couches atmosphériques se montre très dépendante de l'approximation employée, à juger par les tests de sensibilité effectués par Ridgway *et al.* (1991): les possibilités exploitées le plus couramment dans la littérature —  $\overline{B} \cdot dt$ ,  $\overline{i} \cdot dB$  et  $B(t) \cdot dt$  — présentent chacune des avantages et des désavantages spécifiques en l'occurrence de situations particulières (p.ex.: couches épaisses ou pas). Les résultats obtenus par l'intermédiaire de n'importe quelle méthode doivent, dès que possible, être soumis à des analyses comparatives vis-à-vis des évaluations respectives issues de l'application d'autres procédés.

Les signaux perçus par des capteurs en orbite constituent des luminances intégrés sur toute la largeur de la région spectrale au long de laquelle le détecteur et les systèmes optiques impliqués offrent une réponse non nulle au rayonnement incident. En d'autres termes, ces signaux représentent l'intégration du produit entre les valeurs monochromatiques respectives de la luminance spectrale et de cette "fonction instrumentale", indiquée pour la suite comme fonction-filtre. L'évaluation de cette intégration spectrale demande que ces valeurs monochromatiques soient connues au préalable, en obéissant une résolution définie par un compromis entre plusieurs aspects du problème, parmi lesquels: (a) la dépendance spectrale des propriétés optiques du milieu (telles que les coefficients d'absorption gazeuse), et (b) la largeur de la région spectrale d'intérêt. La précision d'une telle évaluation semble, intuitivement, augmenter au fur et à mesure (a) que diminue la dépendance spectrale des propriétés optiques du milieu, (b) que la région d'intérêt devient plus large, et que le nombre de sous-intervalles pris en compte devient plus important. La littérature contient plusieurs analyses concernant l'intégration spectrale des solutions de l'équation de transfert radiatif, notamment dans le cadre de l'évaluation d'éclairements énergétiques (p.ex.: Morcrette & Fouquart, 1985).

La solution de ces deux problèmes — l'intégration verticale des luminances spectrales, et l'intégration de celles-ci sur la région d'intérêt — doit résulter d'un compromis entre les objectifs à atteindre, l'ordre de grandeur de l'incertitude associée aux paramètres en jeu, et les moyens de calcul disponibles. Ce dernier aspect a constitué une limitation d'importance dans le passé; le raffinement progressif des résolutions spectrale et verticale employées dans les codes radiatifs au cours des dernières décennies permet, à l'heure actuelle, que même les modèles de circulation générale pour la simulation climatique et pour la prévision météorologique soient capables de fournir des éclairements précis à un coût de temps de calcul relativement réduit. Cependant, ce progrès technique n'a pas été suivi par l'approfondissement des connaissances (théoriques et expérimentales) concernant les paramètres décrivant les processus d'absorption gazeuse<sup>(1)</sup>. L'incertitude associée à ces paramètres serait de plus en plus importante au fur et à mesure que la largeur de la région spectrale d'intérêt s'amointrit. La section ci-dessous présente le code employé ici, mettant en évidence les choix appliqués lors de la mise en oeuvre des intégrations verticale et spectrale de la solution de l'équation de transfert radiatif.

---

<sup>1</sup>... sans oublier un certain nombre d'aspects pertinents à des thèmes étrangers à ce mémoire, tels que l'estimation des termes du bilan radiatif à l'échelle planétaire à partir des observations météorologiques de routine. Les progrès vérifiés dans le domaine de l'informatique au cours des dernières décennies n'ont pas été suivis non plus par une amélioration significative de la qualité des données aérologiques (profils de température et de concentration en vapeur d'eau) acquises par les services nationaux autour du globe.

#### 4.1.2 – Présentation du code radiatif LOWTRAN-7

L'essor des études consacrées à l'impact des composants gazeux et de l'aérosol sur le bilan radiatif de la planète à la fin des années 1960 a motivé certains groupes de recherche à ordonner les principales informations disponibles à ce moment concernant les paramètres physiques en jeu: les "modèles d'atmosphère" ont été bâtis à partir des compilations d'observations aérologiques, les premières banques de données spectroscopiques ont vu le jour, les premiers codes "portables" ont été développés et mis en circulation dans la communauté. Wiscombe (1983) nous rappelle cette époque charnière.

La série des codes radiatifs LOWTRAN constitue un des fruits plus connus d'une telle époque. Depuis 1972, les différentes versions ont fait le tour du globe (et des thèmes d'étude où le rayonnement intervient). L'éventail des possibilités de calcul s'est élargi de façon considérable, permettant l'utilisateur d'avoir, entre autres, (a) les propriétés optiques de la pluie à  $200\ \mu\text{m}$ , (b) l'évaluation de la diffusion primaire de la lumière réfléchie par la Lune, et (c) la dépendance de l'albedo simple des poussières désertiques avec la vitesse du vent à  $10\ \text{m}$  de hauteur, tout cela dans un seul programme FORTRAN.

La version LOWTRAN-7 tient compte d'un nombre important de modifications par rapport à la version précédente, le LOWTRAN-6 (Kneizys *et al.*, 1983), aspect qui justifierait l'élaboration d'un document spécifique (scientifique et non seulement informatique) à son propos. L'utilisateur du code LOWTRAN-7 est contraint de déposer entière confiance à un guide simplifié (Kneizys *et al.*, 1988) et, en cas d'intérêt majeur, de chercher l'information disponible dans les articles correspondants, certains d'entre eux constituant des rapports internes. Les premières versions, plus simples sous le point de vue du transfert radiatif, étaient beaucoup mieux documentées.

Les principales limitations des versions précédentes des codes LOWTRAN méritent d'être soulignées. Les processus de diffusion multiple n'ont pas été représentés dans ces versions, donnant suite à des résultats insatisfaisants lors des comparaisons expérimentales, même dans le domaine tellurique (p.ex.: Ben-Shalom *et al.*, 1980). La littérature contient au minimum deux tentatives indépendantes de représenter ces processus à l'intérieur des codes de la série LOWTRAN (Isaacs *et al.*, 1987; Prasad *et al.*, 1987), toutes les deux basées sur l'application des méthodes approchées du type *two-flux*. Une deuxième limitation, peut être la principale, concerne le caractère non-monochromatique des transmittances gazeuses, imposée par les contraintes de rapidité des calculs pertinents. La littérature contient des suggestions à ce propos (p.ex.: Wan & Dozier, 1989), telles que l'emploi des sommes d'exponentielles pour chaque interval spectral et spécifiques pour chaque molécule. Un troisième as-

pect négatif souvent rappelé dans la littérature sur la structure des codes LOWTRAN concerne le procédé d'intégration verticale des luminances, effectuée sur des couches atmosphériques isothermes. Ce procédé peut fournir des résultats insatisfaisants lors de l'étude, entre autres, (a) des chemins optiques fort inclinés par rapport à la vertical (p.ex.: Wollenweber, 1990), et (b) de l'émission de rayonnement associée à un nombre réduit de couches atmosphériques (p.ex.: Cornette, 1992). La vérification des erreurs induites par de telles limitations a contribué au développement d'une progressive méfiance au sein de la communauté vis-à-vis des simulations effectuées faites à l'aide des codes LOWTRAN.

La persistance de ces limitations d'une version à la suivante a justifié l'établissement de toute une nouvelle série de procédés dans l'objectif d'améliorer la précision des résultats obtenus, tout en gardant la structure générale de base du programme FORTRAN. Cette voie a été entreprise par Isaacs *et al.* (1987), le code LOWTRAN-7 résultant en grande partie du remplacement de certains procédés pris en compte dans la version LOWTRAN-6.

Les principales caractéristiques du code LOWTRAN-7 pertinentes à nos objectifs — évaluation des luminances émergentes de la planète entre 10.5 et 12.5  $\mu\text{m}$  — sont rappelées ci-dessous. Ce code est employé à présent dans cette même région spectrale par plusieurs groupes de recherche, notamment dans le cadre du développement des algorithmes de télédétection spatiale des températures de surface (mer et terres émergées) basés sur l'interprétation des données acquises par les radiomètres AVHRR embarqués sur les satellites héliosynchrones de la série NOAA (p.ex.: Nagaraja Rao, 1992; Reutter *et al.*, 1994; Sobrino *et al.*, 1993; Tomasi *et al.*, 1993).

Les luminances émergentes de la planète sont évaluées à l'aide d'une série de calculs représentant un cas particulier de notre expression (4.4). La réflectance de la surface au sol est retenue constante tout au long de la région spectrale d'intérêt, sans aucune dépendance bidirectionnelle; ainsi,  $r(\lambda; \mu', \varphi', +\mu, \varphi) = \bar{r} = 1 - \bar{\epsilon}$ . Les transmittances et les luminances sont évaluées pour une seule géométrie de visée à la fois; dans le cas des visées depuis l'espace, il s'agit de préciser la valeur d'un angle  $\theta$  compté depuis le zénith ( $\theta = 180^\circ$  au nadir). La prise en compte de ces simplifications et la substitution de la condition limite  $I_\lambda(\lambda, \tau_S; +\mu, \varphi)$  donnée par (4.2) dans l'expression (4.4) pour  $I_\lambda(\lambda, 0; +\mu, \varphi)$  fournit la formulation suivante:

$$\begin{aligned}
I_\lambda(\lambda, 0; \theta) &= \bar{\varepsilon} \times B_\lambda(\lambda, T_S) \times \prod_{n=1}^{N-1} t(\tau^{(n+1)}, \tau^{(n)}) + \\
&+ \left( \frac{1 - \bar{\varepsilon}}{\pi} \cdot \int_0^1 \int_0^{2\pi} \mu' \cdot I_\lambda(\lambda, \tau_S; -\mu', \varphi') \cdot d\mu' \cdot d\varphi' \right) \times \prod_{n=1}^{N-1} t(\tau^{(n+1)}, \tau^{(n)}) + \\
&+ \sum_{n=1}^{N-1} J_\lambda^{(n)}(\lambda; \theta) \cdot (t(0, \tau^{(n+1)}) - t(0, \tau^{(n)})) ,
\end{aligned} \tag{4.6}$$

les fonctions-source étant exprimées par

$$\begin{aligned}
J_\lambda^{(n)}(\lambda; \theta) &= (1 - \omega^{(n)}(\lambda)) \times [B_\lambda(\lambda, T)]^{(n)} + \\
&+ \frac{\omega^{(n)}(\lambda)}{4 \cdot \pi} \cdot \left[ \int_{-1}^{+1} \int_0^{2\pi} I_\lambda(\lambda; \mu', \varphi') \cdot P(\lambda; \mu', \varphi', \theta) \cdot d\mu' \cdot d\varphi' \right]^{(n)} ,
\end{aligned} \tag{4.7}$$

et les transmittances étant évaluées sous la forme:

$$t(\tau', \tau'') = \exp \left( - \frac{\tau'' - \tau'}{\cos(180^\circ - \theta)} \right) \tag{4.8}$$

pour la longueur d'onde d'intérêt. Les luminances spectrales émergentes, expression (4.6), résultent ainsi de la composition de trois contributions, identifiées respectivement comme: (a) l'émission de rayonnement au sol, transmise partiellement jusqu'au sommet de l'atmosphère, (b) la transmission partielle, jusqu'à ce même niveau, de l'éclairement descendant réfléchi par les couches superficielles du sol, et (c) le résultat final de la série des processus d'émission / absorption / réémission de rayonnement depuis les couches d'air à la proximité du sol jusqu'au sommet de l'atmosphère. L'importance relative de ces trois composantes, intégrées sur la région spectrale 10.5 – 12.5  $\mu\text{m}$ , est étudiée dans les sous-chapitres 4.2 et 4.3 sous différentes conditions atmosphériques.

L'éclairement descendant au niveau du sol (la double intégration entre parenthèses dans l'expression (4.6)) ainsi que la contribution apportée par la diffusion multiple dans les fonctions-source (la double intégration entre crochets dans l'expression (4.7)) sont évalués dans le LOWTRAN-7 en première approximation. La distribution des luminances diffuses est supposée isotrope mais distincte entre les hémisphères supérieur et inférieur, permettant d'évaluer les intégrations en question à partir de l'application d'une méthode du type *two-flux*. Les résultats obtenus couche à couche sont ensuite combinés par l'intermédiaire du principe *adding-doubling*.

L'évaluation des transmittances associées aux onze principales molécules prises en compte est effectuée à l'aide d'une paramétrisation qui fait appel à une double exponentielle, dont les coefficients ont été obtenus par l'ajustement des résultats plus précis. Les calculs monochromatiques de base — les mêmes qui ont servi d'origine à une version améliorée du code FASCODE — ont été assimilés à la résolution souhaitée pour le LOWTRAN-7 en faisant appel à des moyennes glissantes, associées à une fonction-poids triangulaire. Le couplage entre les évaluations des effets de l'absorption gazeuse et ceux de la diffusion multiple est effectué par l'intermédiaire du principe de la distribution  $k$ . Des renseignements plus détaillés à ces propos peuvent être rencontrés dans l'article de Isaacs *et al.* (1987).

La contribution de l'émission de rayonnement dans les fonctions-source (4.7) est prise en compte sous la forme d'une variation linéaire de  $B_\lambda(\lambda, T)$  entre la base et le sommet de chaque couche atmosphérique, suivant le procédé établi par Wang & Ryan (1983). L'adoption d'une telle démarche — une approximation  $B(t).dt$  — donne suite à des résultats plus satisfaisants lors de l'intégration verticale des contributions individuelles, par rapport à ceux issus d'une succession de couches isothermes (Ridgway *et al.*, 1991).

L'inclusion de ces procédés ne constitue pas la seule différence entre les codes LOWTRAN-6 et LOWTRAN-7; il serait le cas de souligner à titre d'exemple (a) la modification systématique des coefficients d'absorption *continuum* associée à la vapeur d'eau, et (b) la prise en compte des modèles d'aérosol supplémentaires, tels que ceux proposés par Longtin *et al.* (1988a, 1988b) et décrits dans notre premier chapitre (section 1.3.3).

La figure 4.1 présente plusieurs informations concernant les luminances émergentes de la planète et la présence d'aérosol désertique dans l'atmosphère. Les distributions des luminances spectrales ont été évaluées par l'application du code LOWTRAN-7 à certains profils verticaux de température et de concentration en vapeur d'eau et en aérosol analysés lors de notre chapitre 3. Ces distributions sont illustrées entre 6 et 14  $\mu\text{m}$ , permettant de juger l'impact des poussières ailleurs que dans la région comprise entre les limites de la fonction-filtre employée ici (en traits pointillés). Les résultats obtenus en l'absence et en présence d'aérosol sont indiqués par les croix et par les boules, dont les blanches et les noires dénotent les poussières *background* et *dust storm*, respectivement. Ces symboles sont retenus sur un grand nombre de figures analysées au cours de ce chapitre. Ces résultats, ainsi que toutes les autres simulations de luminance émergente analysées dans ce mémoire, correspondent à une géométrie de visée associée à  $\theta = 163.5^\circ$  (pertinente aux données METEOSAT-4 pris en compte dans notre cinquième chapitre).

L'influence de l'aérosol désertique semble négligeable entre 6 et 8  $\mu\text{m}$  ainsi qu'entre 13 et 14  $\mu\text{m}$  en raison de l'occurrence de bandes fortes d'absorption gazeuse, dans ces cas associées principalement à la vapeur d'eau et au dioxyde de carbone. La magnitude des variations diurnes des luminances spectrales associées à ces régions se montre faible. Les particules en suspension dans la troposphère (telles que les poussières désertiques) peuvent affecter les luminances émergentes de la planète seulement au long des régions spectrales relativement transparentes, comme entre 8 et 13  $\mu\text{m}$ . L'impact de ces particules peut changer de signe entre le jour et la nuit selon le type d'aérosol, constituant un thème d'analyse approfondi dans le sous-chapitre 4.3 .

Les distributions de ces luminances spectrales se présentent relativement lisses sur la longueur de la région concernée par la fonction-filtre utilisée pour la suite, étant donné la résolution avec laquelle les valeurs  $I_\lambda$  sont obtenues, tous les 20  $\text{cm}^{-1}$ . La prise en compte des résolutions plus importantes met en évidence la dépendance spectrale due à l'emplacement des bandes d'absorption gazeuse (voir à titre d'exemple les figures de Kunde *et al.*, 1974a, 1974b).

L'intégration des luminances spectrales sur la fonction-filtre METEOSAT-IR est effectuée ici considérant les évaluations de  $I_\lambda$  comprises entre 700 et 1020  $\text{cm}^{-1}$  (environ 14.3 et 9.8  $\mu\text{m}$ ), où cette fonction-filtre s'anule. Nous considérons satisfaisante dans le cadre de notre étude l'intégration des luminances par l'intermédiaire d'une grille spectrale avec 17 noeuds ( $= (1020 - 700)/20 + 1$ ). Ce type d'intégration est réalisée à l'intérieur du code LOWTRAN-7 en faisant appel à la formule des trapèzes, malgré le fait que les transmittances gazeuses sont évaluées à partir des paramètres obtenus sous la forme des moyennes sur 20  $\text{cm}^{-1}$ . Les luminances ainsi obtenues correspondent, en fait, à une région spectrale plus large que celle comprise entre 10.5 et 12.5  $\mu\text{m}$ ; cette association est néanmoins retenue pour la suite de nos discussions vu le rôle secondaire joué par les deux intervalles latéraux (c'est-à-dire 9.8 - 10.5 et 12.5 - 14.3  $\mu\text{m}$ ) dans la définition des valeurs totales de l'intégration spectrale.

L'application de ce procédé d'intégration aux luminances spectrales émergentes permet l'évaluation des signaux perçus par le capteur orbite, dénotés ici de la forme suivante:

$$L = I(\Delta\lambda, 0; \theta) = \int_{\Delta\lambda} I_\lambda(\lambda, 0; \theta) \cdot f(\lambda) \cdot d\lambda \quad , \quad (4.9)$$

exprimés en  $W \cdot m^{-2} \cdot sr^{-1}$ ,  $f(\lambda)$  constituant la fonction-filtre prise en compte. Les luminances ainsi obtenues dépendent intrinsèquement de la distribution spectrale de cette fonction-filtre, rendant difficile la comparaison entre simulations respectives à différents capteurs. Ceci est particulièrement vrai pour les capteurs IR embarqués sur les satellites de la série METEOSAT; à titre d'exemple, les évaluations

de  $L$  associées au capteur IR2 du satellite METEOSAT-5 sont d'environ 5 % plus faibles que celles associées au satellite METEOSAT-4, à leur tour 70 % plus élevées que celles associées au satellite METEOSAT-3. Les données expérimentales acquises par les satellites de cette série ne sont pas directement comparables, soit par cette même raison, soit en fonction de l'occurrence des dérives temporelles de la constante de conversion des mesures digitalisées (les comptes-radiométriques) en  $W.m^{-2}.sr^{-1}$ .

Les luminances émergentes de la planète dans le domaine tellurique sont couramment présentées sous la forme des températures de brillance, c'est-à-dire les valeurs  $T_B$  pour lesquelles l'identité suivante est respectée:

$$L = \int_{\Delta\lambda} I_\lambda(\lambda, \theta; \theta).f(\lambda).d\lambda = \int_{\Delta\lambda} B_\lambda(\lambda, T_B).f(\lambda).d\lambda . \quad (4.10)$$

Cette notion relie les luminances émergentes (distinctes d'une condition à l'autre pour le système sol - atmosphère) et les températures avec lesquelles ce système rayonnerait vers le capteur s'il obéissait les lois du corps noir. Les valeurs de  $T_B$  (exprimées en  $K$ ) peuvent varier d'une région spectrale à l'autre ainsi qu'en raison des différents aspects définissant les luminances émergentes: émissivité du sol, contenus en vapeur d'eau et en aérosol, etc.

Les résultats obtenus concernant la simulation des luminances émergentes sont analysés dans ce mémoire surtout sous la forme de températures de brillance, choix qui nous permet de généraliser les évaluations et les conclusions à l'interprétation des données acquises par d'autres capteurs que celui dont la fonction-filtre est prise en compte ici. L'emploi de la notion de température de brillance permet la comparaison directe entre mesures effectuées par les capteurs IR embarqués sur les différents satellites de la série METEOSAT (N'Doumé, 1993, pp.110-114).

Il doit être rappelé que d'autres codes ont été conçus pour (ou adaptés à) la simulation des signaux perçus par des capteurs en orbite dans le domaine des grandes longueurs d'onde, parmi lesquels:

- le code radiatif proposé par Sekera & Stowe (1973) et mis en pratique par Stowe (1974), consacré à l'évaluation de l'influence de l'aérosol sur la télédétection spatiale des profils de température de l'air, basée sur la mesure des luminances émergentes spectrales autour de 6.3 et de 15  $\mu m$ ;
- le code développé par Kunde & Maguire (1974) et testé par Kunde *et al.* (1974a) dans le cadre de l'analyse des observations faites entre 400 et 1600  $cm^{-1}$  (environ 6.2 – 25  $\mu m$ ) par le radiomètre IRIS (*InfraRed Interferometer Spectrometer*), mis en orbites terrestre (satellite

NIMBUS-4) et martienne (sonde MARINER-9);

- le code radiatif développé par Wan & Dozier (1989) dans le cadre de la simulation des processus affectant la télédétection des températures de surface (terres émergées) concernant des radiomètres déjà mis en orbite (tels que l'AVHRR) ou en étude (tels que la version infra-rouge de l'expérience LANDSAT); et
- les différents codes comparés par Barton *et al.* (1989) lors de l'analyse des algorithmes de télédétection des températures de surface de la mer, dans le cadre de la préparation de l'expérience ATSR, en orbite depuis Juillet 1991 sur le satellite ERS-1.

Chacun de ces codes tient compte d'un choix particulier pour la solution des deux difficultés pratiques principales associées à l'évaluation des luminances émergentes, c'est-à-dire les intégrations verticale et spectrale de l'équation de transfert radiatif.

Le tableau 1 de Barton *et al.* (1989) montre que deux codes jugés très précis sous le point de vue du calcul de l'absorption gazeuse — des codes "raie par raie" — peuvent fournir, lorsqu'ils sont appliqués à un même profil atmosphérique de température et d'humidité, des luminances émergentes distinctes de  $0.5 K$  en température de brillance. Un tel résultat, satisfaisant au premier regard, ne met pas en évidence les possibles erreurs systématiques affectant les codes en jeu et dûes, parmi d'autres aspects, à la méconnaissance actuelle de l'absorption du type *continuum* par la vapeur d'eau (p.ex.: Kilsby *et al.*, 1992). Les paragraphes ci-dessous analysent cet aspect du sujet dans le cadre du code radiatif LOWTRAN-7.

### **Le *continuum* de la vapeur d'eau et le code LOWTRAN-7**

La description formelle des phénomènes intervenant dans les processus d'absorption gazeuse a été effectuée pendant plusieurs décennies en faisant appel exclusivement à la notion de profil de raie. Les désaccords vérifiés entre observations et calculs d'absorption ont été justifiés dans le passé par les erreurs expérimentales et par le manque de pureté des échantillons en jeu. L'évolution progressive des techniques de mesure a permis l'obtention de résultats significativement distincts à partir des années 1970 pour l'absorption due à la vapeur d'eau, notamment dans des conditions atmosphériques relativement humides. Les différences entre les résultats issus des deux approches ont été confirmées à plusieurs reprises, justifiant l'élaboration des modèles conceptuels pour que l'influence de cette absorption "anormale" puisse être pris en compte lors des simulations d'intérêt climatique et en télédétection. Ces processus d'absorption sont à présent indiqués par le terme *continuum* vu leur faible dépendance spectrale. Une synthèse relativement actuelle sur le thème a été présentée par Grant (1990), dont les

principales conclusions ne sont pas entièrement partagées dans la communauté (p.ex.: Barton, 1991).

La source d'incertitude la plus importante concernant l'estimation des effets de l'absorption du type *continuum* par la vapeur d'eau réside sur la dépendance de la composante  $C_s$  avec la température, surtout pour des couches d'air relativement humides et correspondant à des températures en dessous de 270 K (p.ex.: Barton, 1991; Kilsby *et al.*, 1992).

La méthodologie prise en compte dans le code LOWTRAN-7 pour l'estimation des effets de l'absorption *continuum* associée à la vapeur d'eau a été justifiée par Clough *et al.* (1989) et détaillée, par exemple, dans l'Appendice de l'article de Kilsby *et al.* (1992). Le coefficient d'absorption *continuum* est évalué sous la forme d'une combinaison linéaire de deux termes, en représentant respectivement l'auto-élargissement (*self-broadening*,  $C_s$ ) et l'influence d'autres corps (*foreign*,  $C_f$ ). Ces deux termes dépendent de la longueur d'onde, le premier varie significativement avec la température de l'air, et les autres paramètres de la combinaison linéaire sont définies par les conditions de pression et de température des couches en question. La dépendance  $C_s(\nu, T)$  est prise en compte dans le code LOWTRAN-7 sous la forme (a) d'une interpolation exponentielle sur les valeurs  $C_s(\nu, 260K)$  et  $C_s(\nu, 296K)$  pour les conditions comprises entre ces deux températures, et (b) d'une extrapolation pour les conditions en dehors de ce domaine. L'application de cette démarche fournit des résultats biaisés, à croire aux comparaisons effectuées entre mesures et simulations (a) des luminances émergentes de la planète au-dessus de la mer par Barton (1991), et (b) des luminances ascendantes / descendantes dans la troposphère par Kilsby *et al.* (1992). Selon ces auteurs, l'algorithme pris en compte dans le code radiatif LOWTRAN-7 donne suite à des sous-estimations de l'absorption / de l'émission par la vapeur d'eau, rendant la restitution des mesures effectuées dépendante (a) soit de la multiplication des valeurs de  $C_s(\nu, 296K)$  par une correction de l'ordre de 30 %, ou (b) soit du remplacement de l'algorithme employé par une expression telle que

$$C_s(\nu, T) = C_s(\nu, 296K) \cdot \exp\left(T_o \cdot \left(\frac{1}{T} - \frac{1}{296}\right)\right), \quad (4.11)$$

proposée par Roberts *et al.* (1976), avec l'adoption d'une valeur convenable pour le paramètre  $T_o$ .

La figure 4.2 présente des luminances émergentes, intégrés sur la fonction-filtre illustrée dans la figure 4.1, en fonction du contenu en vapeur d'eau dans l'atmosphère. Ces résultats ont été obtenus à partir de l'utilisation du code LOWTRAN-7 sur les profils thermodynamiques issus des simulations météorologiques respectives, en considérant une surface au sol caractérisée par une réflectance de 0.25 et par une émissivité de 0.90, en toute absence d'aérosol. Les différentes courbes affichées dans ces diagrammes correspondent à l'application de quatre procédés distincts concernant l'absorption

*continuum* associée à la vapeur d'eau:

- absence complète (les croix sur la figure 4.2);
- application de l'algorithme original du code LOWTRAN-7, c'est-à-dire les interpolations et les extrapolations de  $C_s(\nu, T)$  basées sur les valeurs  $C_s(\nu, 260K)$  et  $C_s(\nu, 296K)$  (les losanges);
- remplacement de l'algorithme original par l'expression (4.11), acceptant la valeur  $T_o = 1800 K$  proposée par Roberts *et al.* (1976) (les cercles blancs); et
- remplacement de l'algorithme original par l'expression (4.11), acceptant la valeur  $T_o = 3400 K$  issue des analyses effectuées par Kilsby *et al.* (1992) (les cercles noirs).

Ces trois dernières options ont considéré les effets de la composante  $C_f$  de l'absorption *continuum*, en faisant appel à la formulation prise en compte dans le code LOWTRAN-7.

Plusieurs aspects méritent d'être soulignés à partir de l'analyse de la figure 4.2: (a) l'importance de l'éventuelle non-prise en compte des effets de l'absorption *continuum* par la vapeur d'eau en milieu de journée, (b) l'accord à  $\pm 1 K$  en température de brillance entre le deuxième et le troisième procédés (LOWTRAN-7 et Roberts *et al.* avec  $T_o = 1800 K$ ), (c) les biais systématiques entre les résultats obtenus avec l'application des valeurs  $T_o = 1800$  et  $T_o = 3400 K$  dans l'expression proposée par Roberts *et al.*, et (d) la ressemblance entre les valeurs obtenues à  $06^h$  lors des conditions relativement humides par le premier et par le quatrième procédés (absence de *continuum* et  $T_o = 3400 K$ ). Ce dernier résultat constitue une coïncidence, étant justifié par une compensation de deux effets du passage du premier au quatrième procédé: d'une part, la prise en compte de l'influence du *continuum* diminue la transmittance des couches atmosphériques vis-à-vis du rayonnement émis au sol, réduisant les luminances émergentes; d'autre part, l'inclusion du *continuum* dans les calculs donne suite à l'augmentation de l'émissivité de ces mêmes couches, rendant plus importante leur émission vers l'espace. Ces aspects du sujet sont analysés dans les sous-chapitres suivants.

Ce type de comparaison ne conduit pas obligatoirement à des résultats conclusifs. L'absorption *continuum* doit être prise en compte puisque la variation des luminances émergentes de la planète dans la région spectrale  $10.5 - 12.5 \mu m$  en fonction du contenu en vapeur d'eau en dépend. L'adoption d'un procédé particulier d'inclusion des effets de cette absorption doit être justifiée convenablement, car les valeurs des luminances peuvent varier de  $\pm 2 K$  en température de brillance entre deux choix distincts. L'algorithme original du code LOWTRAN-7 à ce propos est retenu pour la suite de notre mémoire: d'une part, son établissement a fait appel aux connaissances actuelles acquises en laboratoire; d'autre

part, le remplacement d'un tel algorithme par un autre procédé demanderait un travail beaucoup plus exhaustif que l'analyse d'un nombre limité de mesures expérimentales effectuées dans des conditions atmosphériques et géographiques particulières. L'approfondissement des telles connaissances est en cours à présent, situation qui nous suggère de garder une certaine prudence vis-à-vis des résultats récents.

La figure 3.5 (troisième chapitre) a illustrée la dépendance entre les températures de surface et le contenu en vapeur d'eau: ces variations sont monotones, indépendamment du moment de la journée et des propriétés radiatives de la surface au sol. Les paragraphes ci-dessus ont analysé un parmi les plusieurs aspects reliant les processus d'absorption gazeuse et les luminances arrivant à un capteur en orbite; ces processus interviennent décisivement sur la dépendance entre les luminances et le contenu en vapeur d'eau, au point de changer le signe des variations  $L(W)$ . Les sous-chapitres suivants étudient l'impact de l'atmosphère et du type de surface au sol sur ces luminances, directement par l'intermédiaire de leurs propriétés radiatives et indirectement par leur influence sur les températures de surface.

## 4.2 – Analyse des Résultats Obtenus en l'Absence d'Aérosol Désertique

Ce sous-chapitre et le suivant constituent la suite des résultats obtenus au cours de notre chapitre 3 par l'intermédiaire de la démarche établie dans notre chapitre 2. Une telle suite se traduit par l'application du code radiatif LOWTRAN-7 aux profils de la température de l'air et de concentration en vapeur d'eau, aux valeurs d'émissivité et de température à la surface du sol et — dans le sous-chapitre 4.3 — aux paramètres associés à la présence d'aérosol: propriétés optiques, répartition vertical, contenu total.

Les propriétés radiatives de la surface au sol et le contenu intégré en vapeur d'eau dans l'atmosphère ne constituent pas les seuls facteurs "non-aérosol" à pouvoir affecter les luminances émergentes de la planète. La section 3.1.3 (chapitre 3) a analysé le rôle joué sur les températures de surface par la longueur de rugosité ( $z_o$ ) et par l'humidité dans les couches superficielles du sol dans le cadre du modèle météorologique employé ici. Ces paramètres contrôlent indirectement les luminances émergentes, vu leur influence sur les composantes du bilan énergétique au niveau du sol; l'augmentation de leurs valeurs donnerait suite au refroidissement de la surface du sol, (a) par frottement du vent sur la surface,

intensifiant les échanges turbulents en milieu de journée, et (b) par l'intensification de l'évaporation de l'eau contenue dans le sol, réduisant l'importance du transfert de chaleur sensible.

D'autres facteurs "non-aérosol désertique" peuvent jouer un certain rôle, directe et indirectement, sur la définition des valeurs associées aux luminances émergentes dans la région spectrale  $10.5-12.5\mu m$ . Rappelons à titre d'exemple la présence d'aérosol d'origine volcanique dans la stratosphère, capable d'affecter (a) l'ensoleillement diurne au sol et en conséquence les températures de surface, et (b) les propriétés optiques de l'atmosphère dans le domaine des grandes longueurs d'onde, en absorbant une partie du rayonnement envoyé vers l'espace. L'importance de ce dernier aspect ne doit pas être négligée, vu l'intérêt apporté au développement des procédés de correction aux algorithmes consacrés à la télédétection des températures de surface de la mer (Griggs, 1985; Walton, 1985). Ce facteur étrange à l'occurrence des poussières désertiques dans l'atmosphère n'est pas étudié ici surtout parce que la période de données METEOSAT-IR employée dans notre cinquième chapitre (Novembre 1989) peut être considérée relativement dégagée d'une telle contamination stratosphérique.

Les trois sections ci-dessous présentent les principaux résultats obtenus en l'absence d'aérosol à partir de l'application du code radiatif LOWTRAN-7 aux profils de température correspondant aux cycles diurnes reproductibles déduits lors de nos chapitres précédents. La première section analyse le contrôle exercé par le contenu en vapeur d'eau sur un même type de surface au sol, tandis que la deuxième examine le rôle joué par les propriétés radiatives de la surface sous un même contenu en vapeur d'eau. La troisième section synthétise les deux types de résultat, en mettant en évidence les couplages existants. L'ensemble est appliqué au cours du sous-chapitre 4.3 lors de l'estimation de l'impact de l'aérosol désertique sur les luminances émergentes de la planète.

#### **4.2.1 – Rôle joué par le contenu en vapeur d'eau dans l'atmosphère**

La section 3.1.1 du chapitre précédent a analysé les résultats plus significatifs concernant le rôle du contenu intégré en vapeur d'eau sur le bilan radiatif au sol et sur les profils de température. L'augmentation du contenu en vapeur d'eau rend plus intenses les échanges en rayonnement tellurique entre l'atmosphère et le sol, ralentissant le refroidissement nocturne à la proximité de la surface; parmi les plusieurs résultats, les valeurs instantanées de température subissent une hausse générale tout au long du cycle diurne, dont l'amplitude s'affaiblit car l'impact total ne présente pas la même magnitude le jour et la nuit. L'évaluation des luminances émergentes par l'intermédiaire du code LOWTRAN-7 tient compte de tel impact sur les températures de surface du sol et à sa proximité, ainsi que sur les

transmittances et les émissivités des couches d'air.

La figure 4.3 synthétise plusieurs résultats à la fois, en permettant une vision synoptique des différents aspects du sujet, pour trois contenus en vapeur d'eau et tout au long du premier cycle diurne reproductible dans chaque cas. Les diagrammes à gauche affichent des valeurs absolues: des luminances émergentes intégrés sur la région spectrale d'intérêt (en haut), les températures de brillance respectives (au milieu), et les températures de surface du sol (en bas). Le lecteur reconnaîtra ce dernier diagramme comme la figure 3.2 de notre troisième chapitre. Les trois diagrammes à droite de la figure 4.3 montrent les cycles diurnes de l'importance relative (en %) des composantes des luminances émergentes: (a) l'émission de rayonnement au niveau de la surface du sol, partiellement transmise jusqu'au sommet de l'atmosphère (en haut), (b) la réflexion du rayonnement atmosphérique descendant par la surface du sol, partiellement transmise jusqu'au sommet de l'atmosphère (au milieu), et (c) le produit final, vers l'espace, des échanges entre les couches atmosphériques (émission / absorption / réémission).

Les luminances émergentes de la planète dans la région  $10.5 - 12.5 \mu m$  présentent un cycle diurne en phase avec celui des températures de surface du sol. L'interprétation d'un tel résultat ne peut pas être basée exclusivement sur l'importance relative de la première composante (émission à la surface) car le rôle joué par les deux autres augmente avec le contenu en vapeur d'eau, pouvant dépasser 40%. Le cycle diurne des luminances émergentes se montre en phase avec celui des températures de surface surtout parce que les magnitudes des deux dernières composantes ne montrent pas des cycles diurnes significatifs (variations inférieures à 1% au cours de la journée). Rappelons que ces deux composantes résultent directe ou indirectement de l'émission de rayonnement par les couches d'air, dont l'émissivité et l'amplitude des variations diurnes de température sont plus faibles que celles correspondant à la surface du sol. Le cycle diurne de l'importance relative des trois composantes (diagrammes à droite dans la figure 4.3) dépend principalement des variations subies par l'émission de rayonnement au sol.

Les luminances émergentes et les températures de surface du sol ( $T_S$ ) ne varient pas systématiquement dans le même sens comme fonction du contenu en vapeur d'eau (voir les diagrammes à gauche dans la figure 4.3). Les variations  $\partial T_S / \partial W$  sont positives le jour et la nuit, constituant une manifestation de l'effet de serre atmosphérique. La dépendance entre les luminances émergentes et le contenu en vapeur d'eau se présente un peu plus complexe, résultant d'une composition de plusieurs facteurs. L'augmentation de ce contenu donne suite: (a) à la hausse des températures de surface et aussi de la température des couches d'air à la proximité du sol, surtout pendant la nuit (revoir figure 3.3); (b) à l'accroissement de l'importance relative de l'émission atmosphérique ainsi qu'à la réduction de l'importance associée à l'émission de rayonnement par le sol; et (c) à la diminution de la

transmittance des couches d'air ainsi qu'à l'intensification de leur émissivité.

La figure 4.3 montre que les luminances émergentes peuvent varier aussi bien dans le même sens le jour et la nuit que dans des sens opposés, tout en dépendant des valeurs en jeu pour le contenu en vapeur d'eau. Ce type de résultat n'a pas été vérifié par Legrand *et al.* (1992). Ces auteurs ont pris en compte des conditions atmosphériques associées à des contenus intégrés compris entre  $0.9$  et  $3.4 g.cm^{-2}$ , obtenant des variations  $\Delta L/\Delta W$  systématiquement négatives en milieu de journée. Le signe de ces variations a été justifié par l'affaiblissement de la transmittance atmosphérique avec l'augmentation du contenu en vapeur d'eau. Les résultats de Legrand *et al.* sont consistants; néanmoins, la non-prise en compte d'une condition plus sèche ne les a pas permis de vérifier que la dépendance  $L(W)$  exhibe un maximum relatif aux environs de  $1 g.cm^{-2}$  (revoir figure 4.2). La figure 4.6, commentée plus loin dans le présent sous-chapitre, illustre cette dépendance pour différents choix de surface au sol.

Les diagrammes à droite de la figure 4.3 montrent qu'en milieu de journée les luminances sont associées, à 85 % ou plus d'importance relative, à l'émission de rayonnement au sol lors de contenus intégrés en vapeur d'eau inférieures à  $1.7 g.cm^{-2}$ . L'analyse des résultats obtenus pour les trois composantes met en évidence que les processus contrôlant les deux composantes ne jouent pas un rôle secondaire dans la définition du comportement non-monotone des luminances autour de  $W \simeq 1 g.cm^{-2}$ . Les différentes contributions aux valeurs totales des luminances émergentes peuvent être indiquées respectivement par  $L_1$  (émission à la surface du sol),  $L_2$  (réflexion du rayonnement descendant à ce niveau) et  $L_3$  (émission atmosphérique). La magnitude des trois contributions varie avec le contenu en vapeur d'eau; entre  $W \simeq 0.66$  et  $1.67 g.cm^{-2}$ , ces variations atteignent  $\Delta L_1 \simeq -0.87$ ,  $\Delta L_2 \simeq +0.11$  et  $\Delta L_3 \simeq +0.89 W.m^{-2}.sr^{-1}$ . Aucune des trois peut être négligée dans cette discussion: les variations  $\Delta L$  totales assument une magnitude semblable aux variations subies par la contribution associée à la réflexion au sol.

En synthèse, les luminances émergentes de la planète dépendent de façon significative du contenu intégré en vapeur d'eau, notamment au cours de la nuit ( $5 K$  en température de brillance entre  $W \simeq 0.66$  et  $1.67 g.cm^{-2}$ ) et en milieu de journée pour  $W > 2 g.cm^{-2}$ . L'amplitude du cycle diurne de ces luminances peut subir des réductions de l'ordre de  $15 K$  avec l'augmentation de ce contenu. Les luminances sont constituées en grande partie par la contribution due à l'émission de rayonnement au niveau du sol, certes, mais leurs modifications lors de l'augmentation du contenu en vapeur d'eau dans l'atmosphère résultent du bilan entre les variations associées aux trois composantes. Durant la nuit, l'accroissement de l'émission par les couches d'air est plus intense que l'affaiblissement de la composante due à l'émission au sol, rendant positives les variations totales  $\Delta L/\Delta W$ . La situa-

tion s'inverse en milieu de journée sous l'occurrence des conditions atmosphériques humides ou intermédiaires ( $W > 2 \text{ g.cm}^{-2}$ ). Les variations subies par les trois composantes atteignent un presque équilibre autour de  $W \simeq 1 \text{ g.cm}^{-2}$ ; la réduction du contenu en vapeur d'eau peut être suivi d'un affaiblissement de l'émission atmosphérique plus important que l'augmentation de la contribution du sol, résultant  $\Delta L/\Delta W > 0$  pour  $W < 1 \text{ g.cm}^{-2}$ .

#### 4.2.2 – Rôle joué par les propriétés radiatives de la surface au sol

La réflectance et l'émissivité associées à la surface du sol sont pris en compte dans ce mémoire sous la forme des moyennes spectrales sur les domaines des courtes ( $0.250 - 4.0 \mu\text{m}$ ) et des grandes longueurs d'onde ( $4 - 250 \mu\text{m}$ ) en raison des caractéristiques des codes radiatifs raccordés au modèle météorologique employé. Aucune distinction est faite ici entre l'émissivité "énergétique" — la valeur prise en compte lors des évaluations du bilan radiatif au sol — et l'émissivité "radiométrique" — celle introduite dans le code LOWTRAN-7. Ce type de séparation a été mis en oeuvre par Legrand *et al.* (1992) dans leurs analyses à propos de l'influence des propriétés radiatives de la surface du sol sur les luminances émergentes. Une telle séparation met en valeur les deux rôles joués par l'émissivité sur ces luminances: (a) indirectement, affectant le bilan énergétique et contrôlant les températures de surface, et (b) directement, déterminant la quantité d'énergie émise vers le capteur en orbite. L'analyse des deux rôles peut être effectuée en comparant les modifications subies par les cycles diurnes en question, températures de surface et luminances émergentes. Il doit être remarqué que d'autres paramètres affectant ces dernières jouent aussi deux rôles distincts (voir plus); par exemple, le contenu en vapeur d'eau agit sur ces luminances (a) indirectement, en contrôlant les températures de surface par l'intermédiaire de l'effet de serre, et (b) directement, réduisant la transmittance atmosphérique au rayonnement émis au sol et augmentant l'émissivité des couches d'air.

L'impact des variations de la réflectance et de l'émissivité des couches superficielles du sol sur les températures de surface a été discuté au cours de la section 3.1.2 (troisième chapitre). Les résultats présentés ci-dessous prennent en compte une seule condition atmosphérique en termes de répartition verticale en vapeur d'eau, correspondant à un contenu total d'environ  $1.67 \text{ g.cm}^{-2}$ . Les figures 4.4 et 4.5 présentent les cycles diurnes des luminances émergentes et de leurs composantes, adoptant le même choix d'illustration employé précédemment (figure 4.3) et en rappelant des résultats déjà commentés (voir figure 3.4) pour les températures de surface respectives. La figure 4.4 montre l'influence des variations de réflectance pour une valeur constante d'émissivité, tandis que la figure 4.5 montre l'influence des variations d'émissivité pour une valeur constante de réflectance.

L'impact des variations de la réflectance de la surface sur les luminances émergentes est indirect. Le refroidissement ou l'échauffement relatif du sol vérifié en milieu de journée diminue au cours de l'après-midi et demeure résiduel durant la nuit (diagramme en bas à gauche). Les modifications subies par le cycle diurne des luminances sont semblables, en pouvant atteindre  $5 K$  en température de brillance en milieu de journée pour des surfaces similaires en termes d'émissivité. Un tel effet pourrait en principe être identifié sur des images METEOSAT-IR, même si en réalité les éléments d'image plus sombres au visible solaire sont souvent associés à la présence de végétation (dont le rôle sur les températures n'est pas pris en compte dans notre mémoire). L'importance relative des trois composantes des luminances n'est guère modifiée par les variations de réflectance contrairement à ce qu'on pourrait attendre, vu que les températures de surface dépendent de la réflectance. L'analyse détaillée des résultats de simulation montre que les deux composantes dites secondaires subissent aussi des modifications suite aux variations de réflectance, et dans le même sens (mais d'un ordre de magnitude plus faible) que celles affectant l'émission par la surface du sol, mettant en valeur l'association existante entre les températures de surface et les températures de l'air à la proximité du sol.

L'émissivité des couches superficielles du sol affecte directe et indirectement les luminances émergentes. Le premier rôle est évident sur l'équation de transfert, où l'émissivité multiplie l'émission de rayonnement par le sol vers l'espace. Le deuxième a été analysé dans la section 3.1.2: l'augmentation de l'émissivité permet que la perte radiative du sol vers l'espace soit intensifiée, rendant plus équilibré le bilan radiatif en milieu de journée et plus négatif durant la nuit, ayant comme résultat final le refroidissement relatif de la surface du sol tout au long du cycle diurne.

Les résultats présentés dans la figure 4.5 mettent en évidence que ces deux rôles, agissant dans des sens opposés, ne s'équilibrent pas: les luminances émergentes augmentent avec l'accroissement de l'émissivité des couches superficielles du sol, tout au long de la journée. Les variations subies par les deux premières contributions (émission et réflexion par la surface) sont complémentaires, la troisième ne souffrant que des modifications secondaires et associées à l'impact de l'émission du sol sur les profils de températures de l'air à la proximité de celui-ci.

Les propriétés radiatives de la surface représentent un ensemble de valeurs quantifiant l'interaction entre le rayonnement et la matière dont les couches superficielles du sol sont constituées. Ces propriétés sont associées dans la plupart des cas à des distributions bidirectionnelles et spectrales continues; l'émissivité et l'absorptance sont reliées par la loi de Kirchhoff, l'émissivité (ou l'absorptance) et la réflectance sont reliées par la conservation d'énergie. La composition physico-chimico-minéralogique des couches superficielles du sol est directement responsable des valeurs associées à ces propriétés

radiatives, ainsi que l'état de compacité des particules et la teneur en humidité à l'intérieur des couches en jeu. La réflectance prise en compte lors du transfert radiatif dans le domaine des courtes longueurs d'onde présente une corrélation avec l'émissivité employée dans les grandes longueurs d'onde. Cette corrélation, intrinsèque, est le plus souvent inconnue, rendant plus complexe l'interprétation des résultats théoriques obtenus à propos de l'influence du sol dans le bilan énergétique, car les simulations mises en oeuvre peuvent prendre en compte des combinaisons  $(\alpha, \varepsilon)$  non-réalistes.

Les préoccupations exprimées ci-dessus sont pertinentes et justifiées sans difficulté dans le cadre de la modélisation des températures de surface et des luminances émergentes de la planète correspondant à un certain paysage au sol. L'application des résultats de ces simulations à l'interprétation de l'imagerie satellitaire n'est pas directe, vu que (a) les luminances enregistrées constituent des valeurs moyennes sur l'ensemble des paysages compris dans chaque élément d'image, et (b) ces paysages se présentent hétérogènes dans la plupart des cas. Ainsi, l'analyse de l'imagerie concerne des luminances émergentes qui résultent d'un certain lissage entre les contributions dûes aux différents types de sol et de couverture végétale (entre autres facteurs caractérisant les paysages au sol).

Tel est le contexte dans lequel nos simulations concernant l'influence des propriétés radiatives de la surface doivent être interprétées lors de l'analyse des images METEOSAT-IR acquises au-dessus de l'environnement Sahélien. Le lissage des structures du paysage semble très important dans ce cas, étant donné que (a) chaque élément des images employées ici correspond à une surface au sol d'environ  $(5 \times 5) \text{ km}^2$  et, (b) les structures du paysage — la brousse tigrée, les taches de sol sablonneux, les ruisseaux secs, les champs de culture, les flacs d'eau — peuvent avoir la dimension d'une dizaine de mètres. Les résultats obtenus par la voie de la simulation en prenant compte des surfaces horizontales et uniformes peuvent néanmoins nous renseigner sur la dépendance entre les luminances émergentes et les propriétés radiatives "équivalentes" (moyennes) des cibles au niveau du sol.

### 4.2.3 – Synthèse

Les cycles diurnes associées aux luminances émergentes de la planète dans la région spectrale 10.5 – 12.5  $\mu\text{m}$  se montrent en phase avec ceux associés aux températures de surface du sol car les deux composantes dites secondaires de ces luminances (l'émission atmosphérique et la réflexion au sol par ordre d'importance) varient très peu au cours de la journée. Les valeurs maximales et minimales de ces cycles diurnes dépendent des propriétés radiatives du sol ainsi que du contenu en vapeur d'eau dans l'atmosphère. Les luminances émergentes deviennent plus intenses tout au long du cycle diurne au fur

et à mesure que la surface au sol se présente plus sombre, c'est-à-dire pour des réflectances réduites dans le domaine des courtes longueurs d'onde et pour des émissivités élevées dans le domaine des grandes longueurs d'onde. Ce résultat constitue l'inverse de celui obtenu pour les températures de surface, lesquelles augmentent lors de la diminution des réflectances et des émissivités, en constituant un exemple de situation où un même facteur contrôlant les luminances joue des rôles directs et indirects, dans des sens opposés. Un deuxième exemple nous est fourni par la dépendance entre ces mêmes luminances et le contenu en vapeur d'eau, en milieu de journée et pour  $W > 2 \text{ g.cm}^{-2}$ .

La figure 4.6 adopte une représentation précédemment employée (voir figure 4.2), mettant en valeur la dépendance des luminances émergentes, des températures de brillance et des températures de surface du sol avec le contenu en vapeur d'eau. Les diagrammes à gauche et à droite montrent les résultats obtenus en deux moments de la journée, 06<sup>h</sup> et 12<sup>h</sup>, associés en première approximation aux situations extrêmes du cycle diurne des températures à la proximité du sol. La comparaison entre luminances et températures de surface, repris pour la suite lors de la présence d'aérosol désertique (sous-chapitre 4.3), permet l'analyse de l'importance du rôle de l'atmosphère.

La dépendance entre les luminances et le contenu en vapeur d'eau varie peu peu d'un type de surface à l'autre: les distributions  $L(W)$  et  $T_B(W)$  se montrent virtuellement parallèles les unes aux autres, comme si la réflectance et l'émissivité des couches superficielles du sol ne contrôlaient que les valeurs absolues des luminances. L'ajustement des distributions  $T_B(W)$  par des polynômes de deuxième degré fournit des courbes (des paraboles) caractérisées par un maximum relatif entre 0.9 et  $1.6 \text{ g.cm}^{-2}$  à midi et entre 5 et  $6 \text{ g.cm}^{-2}$  à 06<sup>h</sup>.

Ce dernier résultat — un comportement non-monotone pour la dépendance entre luminances et contenu intégré en vapeur d'eau en fin de nuit — pourrait être justifié de façon semblable à celui vérifié en milieu de journée: la réduction de la contribution dû à l'émission par le sol présente une magnitude plus importante que l'intensification de l'émission atmosphérique. L'emplacement d'un tel maximum relatif n'est pas le même le jour et la nuit en raison des températures en jeu.

Les implications de ces résultats dans le domaine de la télédétection spatiale sont rappelées ci-dessous. Aucune analyse est effectuée à propos de l'estimation des températures de surface du sol, étant donné que les modèles conceptuels en utilisation à l'heure actuelle font appel à des luminances mesurées dans deux intervalles spectraux entre 10.5 et  $12.5 \mu\text{m}$  (voir par exemple la synthèse présentée par Becker, 1992, destinée au grand public).

- Les lignes horizontales dans les diagrammes supérieurs de la figure 4.6 correspondent à des valeurs constantes en luminance émergente. Une observation effectuée dans la région spectrale  $10.5 - 12.5 \mu\text{m}$  peut être associée à des contenus distincts en vapeur d'eau, tout en dépendant des propriétés radiatives de la surface au sol. Schmetz & van de Berg (1991) ont proposé un algorithme d'estimation du contenu en vapeur d'eau basé sur l'analyse de l'imagerie METEOSAT-IR au-dessus des régions océaniques, un des rares cas particuliers où les propriétés radiatives du paysage sont à peu près connues.
- Les courbes indiquées représentent des variations de luminance en fonction du contenu en vapeur d'eau pour une même surface au sol. En d'autres termes, l'observation d'une cible donnée peut fournir de mesures distinctes selon le contenu en vapeur d'eau dans l'atmosphère. L'estimation de l'émissivité du sol à partir des mesures (spectrales) des luminances émergentes s'est montrée faisable au-dessus de certains types de surface (p.ex.: Prabhakara & Dalu, 1976), et uniquement lors de l'occurrence de conditions atmosphériques relativement sèches.
- Les luminances émergentes présentent, à chaque valeur du contenu intégré en vapeur d'eau, une certaine association avec les propriétés radiatives de la surface: les luminances sont d'autant plus élevées que le sol se montre sombre, caractérisé par des faibles réflectances et / ou des fortes émissivités. Cette association n'est pas univoque, vu que différentes combinaisons des valeurs de ces deux grandeurs peuvent en principe donner suite à une même température de surface du sol (et donc à une même luminance ascendante au sommet de l'atmosphère).

Les luminances émergentes de la planète dans la région spectrale  $10.5 - 12.5 \mu\text{m}$  dépendent simultanément des propriétés radiatives de la surface au sol et du contenu en vapeur d'eau dans l'atmosphère. Ces dépendances peuvent être identifiées sur la figure 4.6 respectivement sous la forme (a) des variations verticales  $\Delta T_B(\Delta\alpha)$  et/ou  $\Delta T_B(\Delta\varepsilon)$  correspondant à un contenu donné en vapeur d'eau, et (b) des variations  $\Delta T_B(\Delta W)$  obéissant les courbes paraboliques associées chacune à un type de surface au sol. Les variations  $\Delta T_B(\Delta\alpha)$  et  $\Delta T_B(\Delta\varepsilon)$  sont plus importantes au milieu de la journée qu'en fin de nuit, en accord avec les modifications subies par les températures de surface en fonction des variations des deux propriétés radiatives. Les variations  $\Delta T_B(\Delta W)$  suivent un cycle diurne opposé, en présentant des magnitudes plus importantes le jour que la nuit, exception faite aux conditions atmosphériques relativement humides.

L'application de ces résultats à l'analyse des données METEOSAT-IR n'est pas directe, vu que les trois variations en question peuvent être présentes à chaque comparaison entre deux éléments d'image. Ces variations peuvent se présenter sans corrélation dans certains cas de figure, telles

que l'occurrence des masses d'air associées à des faibles gradients de contenu en vapeur d'eau dans l'environnement Sahélien, fort contrasté au niveau du sol. L'interprétation d'une telle situation — l'observation d'hétérogénéités spatiales entre les données de luminances émergentes — met en valeur l'intérêt apporté aux comparaisons élément à élément (*pixel à pixel*) des images METEOSAT-IR acquises en journées distinctes. Cette discussion est approfondie à la fin de ce chapitre, à la lumière des résultats obtenus en présence d'aérosol désertique.

### 4.3 – Analyse des Résultats Obtenus en Présence d'Aérosol Désertique

Ce quatrième chapitre constitue application des résultats obtenus au cours du précédent à la simulation des signaux radiométriques perçus par des capteurs en orbite dans la région spectrale  $10.5-12.5\mu\text{m}$ . Le code radiatif LOWTRAN-7 est appliqué à l'ensemble des conditions définissant la présence d'aérosol (propriétés optiques, répartition verticale, contenu total), tout en tenant compte des facteurs non-aérosol pertinents à ce type de simulation (les profils de température et de concentration en vapeur d'eau, et l'émissivité de la surface). Les simulations radiatives sont effectuées en tenant compte à tour de rôle les modèles extrêmes (*background* et *dust storm*) de Longtin *et al.* (1988a, 1988b), décrits en notre premier chapitre.

L'impact de l'aérosol est mesuré ici par les différences entre deux luminances respectives, celles obtenues en présence et en l'absence des poussières, tout en restant égal par ailleurs. Ces différences sont indiquées par  $\Delta T_B$ . La presque totalité des résultats obtenus correspond à des couches d'aérosol associées à une épaisseur optique de 1 à  $\lambda = 0.55\mu\text{m}$ : les évaluations  $\Delta T_B$  peuvent, dans ces cas, être interprétées en termes des variations relatives  $\Delta T_B/\Delta\tau$ .

L'analyse des principaux résultats présentés ci-dessous fait appel à l'ordre de grandeur de l'incertitude expérimentale (digitalisation, etc...) associée aux données METEOSAT-IR, d'environ  $0.5\text{ K}$  en température de brillance selon la magnitude absolue des luminances émergentes en jeu. La comparaison entre cette valeur et la magnitude des différences entre deux luminances correspondant à deux situations distinctes (p.ex., en l'absence et en présence d'aérosol) permet de juger l'importance de ces dernières.

### 4.3.1 – Influence du type d'aérosol désertique et de sa répartition verticale

L'aérosol désertique peut influencer les luminances émergentes de la planète dans la région spectrale  $10.5 - 12.5 \mu\text{m}$  par l'intermédiaire de différents processus. Les poussières désertiques peuvent intervenir aussi bien directe qu'indirectement sur ces luminances, (a) d'une part rendant plus faible la transmittance et plus élevée l'émissivité des couches d'air, (b) d'autre part en modifiant le bilan radiatif au niveau du sol et par conséquent les températures de surface. Cette section est consacrée à l'analyse du rôle joué par les propriétés optiques des poussières ainsi que la distribution verticale de leur concentration. Les deux aspects sont traités sous la forme de fourchettes, permettant la reconnaissance en première approximation des limites de l'influence de ces deux facteurs associés à la présence d'aérosol d'origine désertique.

Les résultats présentés ci-dessous correspondent tous à une surface au sol caractérisée par une réflectance de 0.25 et par une émissivité de 0.90, et à un contenu en vapeur d'eau d'environ  $1.67 \text{ g.cm}^{-2}$ . Le rôle de ces facteurs sur l'impact de l'aérosol désertique sur les luminances émergentes est analysé dans la section suivante.

La figure 4.7 présente les cycles diurnes des luminances émergentes en présence et en l'absence d'aérosol désertique, ainsi que ceux de l'importance relative des trois composantes de ces luminances. L'occurrence d'une couche de poussières relativement riches en grosses particules (le modèle *dust storm*) rend secondaire le rôle de la contribution de l'émission de rayonnement au sol: la présence de ces grosses particules ( $r > 1 \mu\text{m}$ ) fait augmenter l'épaisseur optique de l'aérosol dans le domaine des grandes longueurs d'onde, réduisant la transmittance et intensifiant l'émissivité des couches d'air contenant les poussières. Ces couches émettent à des températures inférieures par rapport aux valeurs observées à la surface du sol en milieu de journée, donnant suite à des luminances émergentes significativement plus faibles que celles en l'absence d'aérosol, malgré le fait que les deux conditions peuvent être associées à des températures de surface semblables (diagramme inférieur à gauche). L'accroissement de l'émissivité des couches d'air permet d'accentuer l'influence nocturne des poussières de ce type, déjà manifestée sur les températures de surface du sol.

L'impact des propriétés optiques des poussières (dû, pour ces modèles d'aérosol, aux dissemblances entre les granulométries en jeu) peut être mieux évalué dans les diagrammes à droite de la figure 4.8, où ce sont affichés les différences entre les résultats respectifs obtenus en présence et en l'absence d'aérosol. Les diagrammes à gauche sont les mêmes que ceux de la figure précédente. L'impact de l'aérosol se

montre négatif en milieu de journée pour les deux modèles, suite aux modifications introduites dans le bilan radiatif par la réduction de l'ensoleillement, non-compensées par les variations subies par les autres termes (revoir figure 3.8 et 3.9, troisième chapitre). Cet impact peut se montrer positif pendant la nuit, tout en dépendant de l'occurrence de grosses particules en suspension. L'impact négatif associé à l'aérosol du type *background* au cours de la période nocturne résulte des effets résiduels du refroidissement vérifié en milieu de journée.

L'impact des poussières en suspension peut changer de signe entre le jour et la nuit, limitant l'exploitation des cycles diurnes des luminances METEOSAT-IR dans cet objectif, car l'analyse de ces données fait appel à l'évaluation de différences. Ces aspects du sujet sont approfondis plus à la fin de ce chapitre.

L'impact de la répartition verticale des particules en suspension sur les luminances émergentes dans la région spectrale  $10.5 - 12.5 \mu\text{m}$  peut être apprécié dans la figure 4.9. Ces résultats prennent en compte les deux conditions considérées extrêmes et analysées dans la section 3.2.4 (troisième chapitre): (a) une couche de poussières en contact avec le sol, étalée jusqu'à la hauteur de  $1.2 \text{ km}$ , et (b) une couche en altitude, l'aérosol étant confiné entre les niveaux de  $2$  et de  $3 \text{ km}$  de hauteur. Le nombre total des particules en suspension est réparti uniformément dans les deux cas, présentant des concentrations distinctes entre les deux couches ( $2147.8 \text{ cm}^{-3}$  dans la première et  $2577.4 \text{ cm}^{-3}$  dans la deuxième) vu que la valeur associée à l'épaisseur optique à  $\lambda = 0.55 \mu\text{m}$  est retenue constante et égale à 1 dans ce test.

Le rôle de la répartition verticale des poussières *background* sur les luminances émergentes n'atteint que quelques dixièmes de degré en température de brillance, en toute cohérence avec les résultats obtenus à propos des températures de surface du sol (voir figure 3.18) et de l'air (figures 3.19-3.20). La faible magnitude des interactions de ces poussières avec le rayonnement tellurique fait que leur rôle sur le bilan radiatif soit joué presque entièrement dans le domaine des courtes longueurs d'onde, en rendant secondaire la répartition verticale en jeu.

En revanche, la présence d'aérosol du type *dust storm* peut donner suite à des effets significativement distincts selon la répartition verticale des particules en suspension; considérant les conditions des tests présentés ici, un tel effet se montre presque systématique au cours du cycle diurne et atteint  $4 \text{ K}$  en température de brillance. La magnitude de l'impact des poussières *dust storm* sur les luminances varie avec la hauteur de la couche d'aérosol, augmentant en milieu de journée (de  $-9$  à  $-13 \text{ K}$ ) et devenant plus faible en fin de nuit (de  $+11$  à  $+7 \text{ K}$  d'une répartition à l'autre). Ces modifications

ne peuvent pas être expliquées par les températures de surface: la figure 3.18 nous a montré que la répartition verticale des poussières ne constitue pas un facteur déterminant dans la définition de ces températures.

Les luminances émergentes en présence d'aérosol *dust storm* sont définies en grande partie par les processus d'émission / absorption / réémission atmosphériques (revoir figure 4.7). L'importance relative de cette composante ne varie que de très peu en fonction de la répartition verticale des particules en suspension, d'environ  $-2\%$  d'une situation à l'autre. Les variations subies par cette composante sont dues au fait que les températures de l'air régnantes à l'intérieur de la couche d'aérosol s'affaiblissent au fur et à mesure que celle-ci correspond à des niveaux verticaux plus éloignés du sol. La différence entre les températures de l'air correspondantes aux deux situations (aérosol en contact avec le sol et en altitude) peut atteindre  $20\text{ K}$  selon nos simulations. La présence d'une couche d'aérosol relativement froide en altitude rend plus faibles l'émission atmosphérique et les luminances émergentes; la contribution due au rayonnement émis au niveau du sol est fortement absorbée par les poussières dans les deux cas, jouant un rôle secondaire dans la définition des signaux perçus en orbite.

Le type d'aérosol désertique et la répartition verticale en jeu peuvent, chacun à son tour, influencer les luminances émergentes dans la région spectrale  $10.5 - 12.5\ \mu\text{m}$ . Ces influences se sont montrées significatives dans plusieurs cas de figure, en présentant des magnitudes supérieures à l'incertitude expérimentale des données METEOSAT-IR ( $\pm 0.5\text{ K}$  en température de brillance): les deux types d'aérosol au milieu de la journée, l'aérosol *dust storm* aussi durant la nuit mais dans le sens opposé, la répartition verticale de ce même type de poussière. Il nous paraît évident que la magnitude de l'impact de l'aérosol doit s'affaiblir avec la réduction du contenu des particules en suspension, pouvant atteindre des valeurs non-significatives, toujours vis-à-vis des incertitudes expérimentales.

#### 4.3.2 – Influence de la vapeur d'eau

Les luminances émergentes de la planète dans la région spectrale  $10.5 - 12.5\ \mu\text{m}$  dépendent du contenu en vapeur d'eau, directe et indirectement, étant donné le rôle joué par l'humidité (a) sur les composantes du bilan radiatif au sol et en conséquence sur les températures de surface, et (b) sur les propriétés radiatives de l'atmosphère, en rendant plus faible la transmittance et plus importante l'émissivité des couches d'air. Ces rôles peuvent être considérés semblables à ceux joués par les poussières en suspension, mais la comparaison n'est valable qu'en termes subjectifs; ainsi, la présence de bandes fortes d'absorption tout au long du domaine tellurique donne suite à des effets

dont l'importance n'a aucun rapport avec les résultats des échanges radiatifs concernant les poussières. Les aspects énergétiques de la présence de vapeur d'eau dans l'atmosphère ne sont pas restreints au transfert radiatif, étant donné le contrôle exercé par l'évaporation de l'eau contenue dans le sol sur les températures de surface. L'impact de la vapeur d'eau sur les luminances émergentes constitue le résultat global de tous ces processus. Etudier cet impact sur la dépendance entre les luminances émergentes et les facteurs décrivant la présence d'aérosol (contenu, répartition verticale, granulométrie) revient à comparer les réponses totales du système sol – atmosphère, comme s'il était question d'une analyse d'indice d'effet de serre, sans accès aux processus eux-mêmes.

La figure 4.10 nous rappelle la figure 4.9, toutes les deux présentant l'influence de la répartition verticale des poussières en suspension sur l'impact de l'aérosol au sommet de l'atmosphère; la différence entre ces résultats réside sur le contenu intégré en vapeur d'eau pris en compte:  $W \simeq 0.66$  (haut de la figure 4.10),  $W \simeq 1.67$  (figure 4.9) et  $W \simeq 3.57 \text{ g.cm}^{-2}$  (bas de la figure 4.10). Les différences en température de brillance  $\Delta T_B$  peuvent varier avec ce contenu, notamment pour l'aérosol du type *dust storm*, en raison des couplages ayant lieu dans le domaine des grandes longueurs d'onde entre les processus d'émission et d'absorption par la vapeur d'eau et par ces poussières. L'amplitude du cycle diurne de cet impact peut dépasser  $25 \text{ K}$  en température de brillance lors des conditions relativement sèches, soit environ 50 fois l'incertitude des données acquises par les capteurs METEOSAT-IR. Ce cycle diurne devient moins prononcé au fur et à mesure que ce contenu augmente, même pour l'aérosol *background* (vu l'impact de la vapeur d'eau sur les températures de surface). L'influence de la répartition verticale sur ces résultats atteint l'ordre de grandeur de l'incertitude mentionnée.

La figure 4.11 reprend la représentation des luminances émergentes comme fonction du contenu intégré en vapeur d'eau (figures 4.2 et 4.6), à deux moments de la journée. Les diagrammes inférieurs affichent certains résultats analysés auparavant (figure 3.27, troisième chapitre); ils nous permettent d'évaluer l'influence de l'atmosphère sur la dépendance entre les luminances émergentes et les contenus en vapeur d'eau et en aérosol. Les diagrammes à droite exhibent des courbes parallèles en première approximation: l'impact  $\Delta T_B$  associé à variation d'un de ces deux contenus n'interféraient pas beaucoup avec celui de l'autre:  $\pm 2 \text{ K}$  entre  $W \simeq 1.67$  et  $W \simeq 3.57 \text{ g.cm}^{-2}$ . L'estimation du contenu en aérosol à partir de l'analyse des différences  $\Delta T_B$  en est dépendante. En revanche, les rôles joués par l'aérosol et par l'humidité durant la nuit ne permet pas l'acceptation d'une telle simplification, surtout pour des poussières relativement riches en grosses particules (aérosol du type *dust storm*). Les différences  $\Delta T_B$  se traduisent par la distance entre les cercles et les croix: elles varient significativement entre la condition sèche et la condition humide (du simple au tiers pour l'aérosol *dust storm*), d'avantage que les respectives différences en température de surface au sol.

En synthèse, l'impact de l'aérosol sur les luminances émergentes varie en fonction du contenu en vapeur d'eau, limitant l'interprétation des mesures METEOSAT-IR à ce propos lors des conditions relativement humides, notamment pour les cas où ce contenu varie d'une journée à l'autre. Telle est la situation de l'environnement Sahélien entre les mois de Juillet et Octobre, au cours desquels les déplacements du front intertropical peut entraîner des variations supérieures à  $1 \text{ g.cm}^{-2}$  pour le contenu en vapeur d'eau sur 24 heures. L'interprétation des images METEOSAT-IR en termes de la présence de poussières dépend de l'évaluation de différences entre les données acquises dans des journées distinctes, rendant les variations du contenu intégré en vapeur d'eau un élément perturbateur dans ce type d'étude. Cette discussion est poursuivie dans notre cinquième chapitre, à l'aide des mesures de luminance et de contenu en vapeur d'eau.

### **4.3.3 – Influence de la condition initiale employée dans les simulations météorologiques**

Les résultats présentés dans ce sous-chapitre et dans le précédent (modélisation de luminances en présence et en l'absence d'aérosol) ainsi qu'au cours de notre troisième chapitre (modélisation de températures en présence et en l'absence d'aérosol) ont été basés sur l'application d'une même démarche d'utilisation du modèle météorologique. Cette démarche a été décrite dans notre deuxième chapitre, considérant entre autres aspects (a) une condition initiale identique à celle employée par Legrand *et al.* (1992) et (b) l'adoption d'un certain critère d'arrêt pour chaque période de simulation ( $\pm 0.25 \text{ K}$  en température de surface du sol).

Ce modèle, comme tout autre moyen consacré à la simulation des phénomènes météorologiques, a été établi à partir d'un système d'équations à des dérivés partielles reliant les variations spatiales et temporelles des inconnues en question. La recherche des solutions du problème dépend de l'intégration de ces équations, sur une grille spatiale spécifiée auparavant et tout au long de la période de temps d'intérêt. L'intégration temporelle est réalisée à partir d'une condition initiale pour chacune des inconnues, dont le choix au préalable peut suivre les motivations les plus diverses. Ces solutions dépendent des choix effectués, en toute analogie à l'association entre les solutions analytiques d'une équation différentielle et les valeurs adoptées pour les constantes d'intégration.

L'influence du choix de la condition initiale sur les luminances émergentes dans la région spectrale  $10.5 - 12.5 \mu\text{m}$  est analysée ci-dessous en comparant les résultats obtenus à partir (a) de l'application de deux conditions initiales distinctes au début de la période de simulation effectuée à l'aide du

modèle de méso-échelle, et (b) des sorties du code LOWTRAN-7 associées aux profils de température correspondant à la prise en compte de ces deux conditions initiales, tout en tenant compte des mêmes valeurs pour les autres paramètres de la modélisation.

Deux conditions initiales ont été retenues pour ces tests: (a) le profil de température de l'air et dans le sol illustré dans notre figure 2.2, employé par Legrand *et al.*, et (b) un profil de température obtenu par simulation, en utilisant le même modèle météorologique, associé à la fin du premier cycle reproductible ( $06^h$ ) en présence d'un contenu en vapeur d'eau d'environ  $1.67 \text{ g.cm}^{-2}$  et en l'absence d'aérosol. Ces profils verticaux ont été comparés dans la figure 2.13 (deuxième chapitre), le dernier correspondant à la simulation  $S_L(W_2)$ . Le choix de ce profil comme condition initiale alternative a été motivé par les résultats obtenus lors de notre sous-chapitre 2.4: l'application de ce profil de températures comme condition initiale a donné naissance aux écarts le plus défavorables lors des comparaisons avec les cycles diurnes de température de surface du sol issus de l'adoption de la condition initiale employée par Legrand *et al.*. L'influence du choix effectué peut, de cette façon, être surestimée.

Les résultats présentés ci-dessous ont été obtenus en considérant une surface au sol caractérisée par une réflectance de 0.25 et par une émissivité de 0.90; les poussières désertiques, si présentes, sont réparties uniformément entre le sol et le niveau de 1.2 km de hauteur, et associées à une épaisseur optique de 1 à  $\lambda = 0.55 \mu\text{m}$ .

La figure 4.12 présente les cycles diurnes des luminances déduites à partir de l'application de ces deux conditions initiales au début de la période de simulation. La taille des symboles affichés sur les diagrammes à gauche indique la condition initiale en question: celle employée par Legrand *et al.* (les cercles et les carrés plus gros) et le profil issu de la simulation  $S_L(W_2)$  (les cercles et les carrés plus petits). Les différences entre les cercles et les carrés représentent l'impact de l'aérosol désertique. Ces différences sont illustrées dans les diagrammes à droite, pour les deux conditions initiales en question. La différence entre chaque croix et le losange respectif donne l'influence du choix effectué sur l'évaluation de l'impact de l'aérosol.

Cette influence présente une certaine dépendance vis-à-vis du modèle d'aérosol pris en compte, tout au long du cycle diurne. L'association entre ce résultat et les propriétés des poussières en suspension ne paraît pas claire, malgré l'existence d'une corrélation entre la granulométrie de l'aérosol et l'importance des échanges en rayonnement tellurique entre le sol et l'atmosphère (revoir figures 3.8 et 3.9, troisième chapitre). L'influence du choix de la condition initiale sur l'évaluation de l'impact de l'aérosol désertique présente un cycle diurne dont l'amplitude se montre relativement faible, variant

autour de zéro pour les poussières *dust storm* et de  $2K$  en températures de brillance pour les poussières *background*.

La magnitude de cette influence dépend du contenu en vapeur d'eau. La figure 4.13 présente, à deux moments du cycle diurne, les différences entre les luminances (en haut), entre les températures de brillance (au milieu) et entre les températures de surface du sol (en bas) issues de l'application des deux conditions initiales. Les différences affichées dans cette figure seraient nulles si l'emploi des deux conditions initiales était capable de fournir les mêmes résultats. L'augmentation du contenu en vapeur d'eau fait accroître les valeurs de telles différences lors de la prise en compte de l'aérosol *background*: elles peuvent dépasser  $3K$  en température de brillance au milieu de la journée. L'influence du choix de la condition initiale sur l'évaluation de l'impact de l'aérosol est donnée par la différence entre les losanges (noirs, *dust storm*, blancs, *background*) et les croix. Cette influence ne dépasse pas  $\pm 0.5 K$  en température de brillance pour les poussières *dust storm*, indépendamment du contenu en vapeur d'eau et du moment de la journée. En d'autres termes, l'identification de l'occurrence de ce type d'aérosol semble ne pas dépendre beaucoup de la condition initiale employée pour estimer son effet sur le système sol – atmosphère. Cette dépendance présenterait le même ordre de grandeur que l'incertitude des données METEOSAT-IR (aux environs de  $\pm 0.5 K$ ). Les résultats obtenus pour l'aérosol *background* se montrent moins satisfaisants: la différence entre les losanges blancs et les croix sur la figure 4.13 augmente avec le contenu intégré en vapeur d'eau, atteignant  $2 K$  en température de brillance. Ainsi, deux évaluations de l'impact de ce type de poussière désertique peuvent présenter une différence de l'ordre de 4 fois l'incertitude des mesures de luminance lors des conditions atmosphériques relativement humides, aussi bien le jour que la nuit.

L'influence du choix adoptée pour la condition initiale prise en compte lors des simulations effectuées avec le modèle météorologique peut être interprétée comme une mesure du succès de la démarche employée, dans le cadre de l'identification du premier cycle diurne reproductible de chaque période de simulation. Rappelons les figures 2.5 et 2.6 de notre deuxième chapitre: les diagrammes inférieurs à gauche ont indiqué, en présence de deux contenus distincts en vapeur d'eau, les écarts existants entre les températures de surface associées au premier cycle diurne reproductible et celles obtenues au vingtième jour de simulation. Ces écarts peuvent dépasser  $pm1 K$  selon le moment de la journée, malgré l'application d'un critère relativement restrictif pour l'identification du premier cycle diurne reproductible ( $\pm 0.25 K$  sur 24 heures, toutes les heures).

La figure 4.14 présente le même type de résultat, prenant en compte les deux conditions initiales en question. Ces simulations ont été effectuées en considérant un contenu en vapeur d'eau d'environ

$1.67 \text{ g.cm}^{-2}$ , distinct de ceux correspondant aux figures 2.5 et 2.6 . La figure 4.14 montre que les températures de surface du sol obtenues lors du premier cycle diurne reproductible peuvent se montrer plus élevées ou plus réduites que celles observés lors du vingtième jour de simulation, tout en dépendant (a) de la condition initiale adoptée pour la première mise en route du modèle, et (b) des contraintes imposées au système sol – atmosphère, telle que la présence d’un certain type d’aérosol.

Les valeurs assumées par la différence entre les températures de surface du sol associées à ces deux cycles diurnes (le premier reproductible et le vingtième) constituent une mesure de réussite concernant l’obtention des situations stationnaires, celles qui seraient parfaitement reproductibles d’un jour à l’autre. Le vingtième jour ne représente pas obligatoirement une telle situation, vu que l’adaptation du système sol – atmosphère a lieu par l’intermédiaire d’une séquence des transitions progressives (d’où la dénomination régimes transitoires), visualisées dans les figures 2.5 et 2.6 par les tendances asymptotiques. Les variations jour-à-jour deviennent de plus en plus faibles au long de la période de simulation, mais elles peuvent quand même atteindre  $\pm 0.2K$  (toujours en température de surface) entre le dix-neuvième et le vingtième jours de la série, selon les conditions en jeu. Le vingtième jour de simulation constitue, dans la plupart des cas, une situation plus reproductible sur 24 heures que celles d’avant.

Les résultats présentés dans la figure 4.14 montrent que les écarts en température de surface associés aux simulations effectuées en l’absence d’aérosol se présentent semblables à ceux associés aux simulations en présence d’aérosol du type *dust storm*. Ces écarts assument des valeurs autour de  $-0.5 K$  pour les deux conditions initiales, mettant en évidence une certaine indépendance vis-à-vis du choix adopté à ce propos; en plus, les valeurs absolues des températures obtenues par les deux séries de simulations se ressemblent d’une façon assez satisfaisante (voir les différences entre les losanges noirs et les croix correspondant à  $W \simeq 1.67 \text{ g.cm}^{-2}$  dans les diagrammes inférieurs de la figure 4.13: leur magnitude ne dépasse pas  $0.5 K$ ). Les deux séries de simulations, une pour chaque condition initiale, fournissent virtuellement les mêmes résultats en l’absence et en présence d’aérosol, expliquant l’obtention des résultats semblables lors de la comparaison entre l’impact de l’aérosol *dust storm* sur les luminances émergentes.

L’influence du choix effectué à propos de la condition initiale semble plus important en présence d’aérosol *background*. La figure 4.14 montre que l’écart vérifié entre les températures de surface du sol obtenues au premier cycle diurne reproductible — le huitième jour dans les deux cas — et celles associées au vingtième jour de simulation dépend d’une façon appréciable des profils initiaux. L’application d’un même critère d’arrêt ( $\pm 0.25 K$ ) a identifié deux cycles diurnes de température de

surface distincts d'environ  $1.5 K$  au milieu de la journée (les losanges blancs dans les diagrammes inférieurs de la figure 4.13). En revanche, la prise en compte des deux conditions initiales fournit virtuellement les mêmes résultats au vingtième jour, semblables à  $\pm 0.4 K$  près. Les tendances asymptotiques convergent vers des valeurs relativement proches mais la magnitude des variations jour-à-jour ne décroît pas de façon monotone.

Certains des résultats analysés dans cette section ont présenté une dépendance relativement claire vis-à-vis du type d'aérosol désertique en jeu. Les deux modèles extrêmes de Longtin *et al.* (1988a, 1988b) sont pris en compte dans notre mémoire dans l'objectif d'étudier, en première approximation, les limites supérieure et inférieure du rôle joué par les poussières désertiques sur différents aspects de l'état du système sol - atmosphère: bilan radiatif, températures, luminances. Les discussions ci-dessus ont donné priorité à l'influence du choix de la condition initiale sur la magnitude de l'impact de l'aérosol: une telle influence varie d'un type d'aérosol à l'autre. Ces mêmes résultats peuvent être interprétés en sens opposé, c'est-à-dire le rôle du type d'aérosol sur le succès de la démarche mise en oeuvre ici. Ce rôle aurait lieu par l'intermédiaire des multiples interactions entre le rayonnement et les particules en suspension, entre les profils de température de l'air et le rayonnement, entre les températures de surface et le bilan énergétique au sol. L'identification du premier cycle diurne reproductible (et en conséquence la sélection des résultats étudiés depuis la fin de notre deuxième chapitre) dépend des caractéristiques de l'évolution temporelle des profils verticaux de température, et en dernière analyse des propriétés optiques des particules. Les figures 4.12 et 4.13 ont montré des résultats extrêmes pour l'impact de l'aérosol sur l'influence du choix de la condition initiale: cette influence peut correspondre à une valeur virtuellement constante tout au long du cycle diurne, significative ou non; cette même influence peut dépendre ou non du contenu en vapeur d'eau. Les résultats obtenus pour les poussières *background* fourniraient les valeurs maximales d'une telle influence.

L'influence de ce choix sur les profils de température et sur les composantes du bilan radiatif a été évaluée dans le sous-chapitre 2.4 en comparant des résultats obtenus à partir de la prise en compte d'un certain nombre de conditions initiales distinctes. La magnitude de cette influence a été ultérieurement comparée à l'impact de l'aérosol, permettant de juger l'importance de celui-ci (sous-chapitre 3.2). Les résultats obtenus lors du sous-chapitre 2.4 correspondent à des situations en l'absence d'aérosol; ainsi, l'application des évaluations y obtenues à des cas contenant des poussières en suspension ne donne suite qu'à une première idée sur l'influence du choix effectué. Telles sont les motivations qui nous ont conduit à une démarche distincte pour l'étude de cette influence sur les luminances émergentes METEOSAT-IR.

#### 4.3.4 – Synthèse

L'intérêt apporté à l'analyse de cycles diurnes reproductibles a été justifié par la possibilité d'étudier les dépendances entre les variables du problème comme si le système sol – atmosphère avait une inertie thermique négligeable. Cette section donne une vision synoptique de l'impact des cinq paramètres soumis à des tests de sensibilité au cours du présent chapitre: le contenu en vapeur d'eau, la réflectance et l'émissivité de la surface au sol, le type (fondamentalement la granulométrie) et la répartition verticale des poussières. Un sixième sera pris en compte dans certaines analyses, le contenu en aérosol dans l'atmosphère, car tous les résultats précédents ont été obtenus en considérant un même condition à ce propos. Les luminances émergentes de la planète dans la région spectrale  $10.5 - 12.5 \mu\text{m}$  ne sont présentées ci-dessous que sous la forme de températures de brillance.

La figure 4.15 combine les résultats présentés dans les figures 4.6 ( $T_B(W)$  pour différents types de surface au sol) et 4.11 ( $T_B(W)$  en l'absence et en présence de poussières désertiques), ayant par but la comparaison des diverses influences soumises aux luminances émergentes. La séparation entre les résultats obtenus pour les deux modèles d'aérosol n'est claire que durant la nuit, vu les rôles respectifs joués dans le domaine des grandes longueurs d'onde. La méconnaissance des propriétés radiatives de la surface rend incertaine l'association entre luminances et le type d'aérosol, même en toute disponibilité des informations concernant le contenu en vapeur d'eau dans l'atmosphère.

L'impact du type de surface au sol peut être en principe soustrait à l'aide des différences entre les résultats respectifs obtenus en présence et en l'absence d'aérosol. La figure 4.16 montre ces différences, toujours en fonction du contenu en vapeur d'eau dans l'atmosphère. La séparation entre les deux modèles d'aérosol demeure incertaine au milieu de la journée, rendant difficile l'association entre les différences  $\Delta T_B$  et le contenu en aérosol: rappelons que les dix courbes illustrées sur ce diagramme correspondent toutes à une couche d'aérosol d'épaisseur optique de 1 à  $\lambda = 0.55 \mu\text{m}$ . L'occurrence d'une telle couche en contact avec le sol pourrait en conséquence être associée à des différences en températures de brillances entre  $-4$  et  $-12.5 K$  pour un contenu intégré en vapeur d'eau d'environ  $1.67 g.cm^{-2}$ , c'est-à-dire entre 8 et 25 fois l'incertitude des mesures acquises par les capteurs METEOSAT-IR.

La connaissance des propriétés radiatives de la surface au niveau du sol permettrait une réduction significative de la largeur d'une telle fourchette: à titre d'exemple,  $-8.3 > \Delta T_B > -12.2 K$  pour une surface caractérisée par  $\alpha = 0.15$  et  $\varepsilon = 0.90$ , et  $-4.4 > \Delta T_B > -6.2 K$  pour  $\alpha = 0.35$  et  $\varepsilon = 0.90$ , les intervalles étant définis par les résultats obtenus pour les modèles *background* et *dust*

*storm* respectivement. L'analyse d'autres simulations — non affichées sur ces diagrammes — montre que la largeur de ces intervalles peut (a) se présenter encore plus importante pour des surfaces très sombres ( $-8.0 > \Delta T_B > -13.1 K$ , considérant  $\alpha = 0.15$  et  $\varepsilon = 0.95$ ), et (b) virtuellement disparaître pour des surfaces fort réfléchissantes ( $-4.2 > \Delta T_B > -4.7 K$ , considérant  $\alpha = 0.35$  et  $\varepsilon = 0.85$ , toujours pour  $W \simeq 1.67 g.cm^{-2}$ ).

Le procédé consistant à analyser des différences entre les luminances émergentes correspondant à des situations atmosphériques distinctes mais au-dessus d'une même cible au sol représente un des aspects fondamentaux de l'interprétation des images METEOSAT-IR en termes de la présence des poussières (revoir sous-chapitre 1.5). Ce procédé s'avère capable de fournir des résultats moins dépendants du contenu en vapeur d'eau en milieu de journée, car les conditions en présence et en l'absence d'aérosol suivent des variations semblables: les courbes affichées sur le diagramme inférieur de la figure 4.15 sont parallèles en première approximation. Les différences  $\Delta T_B$  dépendent du contenu en vapeur d'eau durant la nuit selon les propriétés des poussières en question.

L'interprétation des différences entre luminances associées à une même cible au sol peut aboutir à une évaluation du contenu en aérosol dans l'atmosphère: les valeurs présentées sur ces figures correspondent toutes à une épaisseur optique verticale de 1 à  $\lambda = 0.55 \mu m$ , permettant d'analyser  $\Delta T_B$  sous la forme  $\Delta T_B / \Delta \tau$ . La connaissance des valeurs observationnelles de  $\Delta T_B$  ne semble pas néanmoins suffisante pour estimer l'épaisseur optique en jeu: même en considérant un des deux modèles d'aérosol, ces différences peuvent correspondre à des surfaces distinctes, dont les propriétés radiatives sont le plus souvent méconnues. Ainsi, l'observation d'une valeur  $\Delta T_B \simeq 5 K$  (relativement typique sur l'ensemble des conditions géographiques d'intérêt dans ce mémoire) lors d'un contenu en vapeur d'eau d'environ  $1.7 g.cm^{-2}$  pourrait donner suite à des épaisseurs optiques entre 0.4 et 1.1 à  $\lambda = 0.55 \mu m$  pour le modèle *dust storm*, et entre 0.6 et 1.2 pour le modèle *background*. Cette discussion est poursuivie dans notre cinquième chapitre en faisant appel à des valeurs observationnelles de  $\Delta T_B$  au-dessus de l'environnement Sahélien.

La figure 4.17 synthétise les principaux résultats obtenus au cours de ce quatrième chapitre, présentant les luminances émergentes en fonction du contenu en aérosol. Ce contenu est exprimé par la valeur de l'épaisseur optique associée aux poussières à la longueur d'onde  $\lambda = 0.55 \mu m$ . Les modèles *background* et *dust storm* sont indiqués respectivement par les symboles blancs et noirs. Ces résultats correspondent à une surface au sol caractérisée par une réflectance de 0.25 et par une émissivité de 0.90 .



Les luminances émergentes de la planète dans la région spectrale  $10.5\text{--}12.5\mu\text{m}$  n'admettent pas être exprimées analytiquement en termes de l'épaisseur optique de l'aérosol à  $\lambda = 0.55\mu\text{m}$ , étant donné la multitude des processus radiatifs et non-radiatifs en jeu. La prise en compte d'une représentation  $T_B(\tau)$  permet l'étude des variations d'une grandeur par rapport à celles de l'autre, sans que les phénomènes concernés soient analysés de façon explicite, comme si l'intérêt apporté aux résultats finaux était le seul. Le lecteur se souviendra à ce moment des tests effectués dans notre sous-chapitre 3.3 concernant les indices d'effet de serre de Stephens *et al.*: le rôle joué par le type et le contenu d'aérosol désertique a pu être quantifié dans des termes globaux, sans faire appel à des évaluations sur les processus intermédiaires — la réduction de l'ensoleillement, la modification de l'émissivité des couches d'air, etc. Ce type de représentation peut aussi suggérer des modèles conceptuels d'interprétation des mesures.

La dépendance entre les luminances émergentes et l'épaisseur optique de l'aérosol à  $\lambda = 0.55\mu\text{m}$  peut admettre une description linéaire ( $\Delta T_B/\Delta\tau \simeq \text{constante}$ ), notamment pour les poussières *background*. L'association entre la non-linéarité de cette dépendance et la granulométrie des particules ne semble pas simple à établir. Les températures de surface du sol (figure 3.28, troisième chapitre) suivent une dépendance presque linéaire pour les deux modèles d'aérosol, indiquant le rôle des processus d'absorption / émission par les couches d'air. Cette dépendance presque linéaire peut être reconstruite au sommet de l'atmosphère pour l'aérosol du type *background*, car ces particules n'interagissent pratiquement pas avec le rayonnement tellurique. La dépendance entre les luminances émergentes et l'épaisseur optique de l'aérosol *dust storm* doit sa complexité à l'importance des processus d'absorption / émission de rayonnement entre le sol et le capteur en orbite. Cette non-linéarité est plus évidente durant la nuit, où la contribution émise au niveau du sol participe le moins des valeurs totales des luminances.

Les différentes courbes pour chaque type d'aérosol présentent l'impact du contenu en vapeur d'eau, monotone durant la nuit (l'emplacement relatif des triangles, des carrés et des losanges demeure le même) et associé à un maximum relatif en milieu de journée (les triangles et les carrés se superposent). La magnitude des variations  $\Delta T_B/\Delta\tau$  est affaiblie avec l'augmentation du contenu en vapeur d'eau: les droites et les courbes deviennent plus horizontales dans ces diagrammes. Cette influence a été visualisée dans la figure 4.11 par le rapprochement progressif des courbes  $T_B(W)$  avec l'accroissement de ce contenu. Ces résultats sont dus aux couplages ayant lieu dans le domaine des grandes longueurs d'onde: le rayonnement émis au niveau du sol peut être successivement absorbé et réémis par une molécule d'eau, par une particule de sable et par une deuxième molécule d'eau. L'augmentation des contenus en jeu rend plus élevées les probabilités d'interaction, mais en obéissant des taux de variation non-linéaires.

La répartition verticale des particules en suspension (diagrammes du haut et du bas dans la figure 4.17) joue un rôle important dans la définition des variations  $\Delta T_B / \Delta \tau$  en présence des poussières *dust storm*: la magnitude de ces variations diminue durant la nuit et augmente en milieu de journée, dans les deux cas par plusieurs  $K$  (en température de brillance). L'influence de la vapeur d'eau se présente virtuellement la même entre les deux cas, puisque la présence des poussières a lieu dans des couches atmosphériques dont les concentrations en humidité ne sont pas négligeables. Cette influence pourrait se présenter distincte entre les deux cas si la totalité du contenu en vapeur d'eau était confiné en dessous de  $2\text{ km}$  ou au-dessus de  $1.2\text{ km}$  de hauteur.

Les figures 4.15 ( $T_B(W)$  en l'absence et en présence d'aérosol) et 4.17 ( $T_B(\tau)$  sous l'occurrence des contenus distincts en vapeur d'eau) mettent en valeur la difficulté d'association entre les luminances et un des contenus en méconnaissance de l'autre. Cet aspect doit être pris en compte lors de l'interprétation des données METEOSAT-IR acquises sous n'importe quelles situations atmosphérique et géographique.

Les résultats présentés ci-dessus correspondent à des situations particulières, pour lesquelles les facteurs non-aérosol définissant les luminances émergentes de la planète ont resté constants, tels que le contenu en vapeur d'eau et les propriétés radiatives de la surface au sol. La modélisation de situations de ce type permet l'analyse de l'impact individuel de chaque paramètre pertinent (la granulométrie des particules, leur répartition verticale, leur contenu total, etc...), tout en retenant figées les valeurs associées aux autres. La prise en compte de telles situations dans le cadre de notre mémoire constitue une double idéalisation de la complexité réelle des phénomènes ayant lieu dans le système sol – atmosphère. D'une part, les résultats présentés au cours de ce chapitre correspondent à des cycles diurnes reproductibles, dont l'interprétation peut en principe faire l'abstraction de l'occurrence des réponses transitoires, dépendantes du temps et donc distinctes d'un jour à l'autre. D'autre part, les modifications subies par les différents paramètres géophysiques en question (tels que le contenu en vapeur d'eau et la granulométrie de l'aérosol) peuvent présenter une certaine corrélation, dû entre autres aux déplacements des masses d'air ainsi qu'aux particularités météorologiques des régions où les poussières sont soulevées. L'occurrence des telles corrélations limiterait d'une certaine façon les possibilités offertes par la nature à l'observateur: les simulations effectuées en présence d'une couche d'aérosol *dust storm* en altitude lors des conditions atmosphériques relativement humides pourrait être vue, par certains, comme des résultats sans parallèle dans la réalité.

Ces résultats représentent les connaissances disponibles à l'heure actuelle concernant la modélisation (météorologique – radiative) des luminances METEOSAT-IR en fonction des principaux

paramètres concernés. La démarche suivie peut paraître innovatrice, mais elle ne l'a pas sous tous les points de vue. Le sous-chapitre ci-dessous compare nos résultats avec ceux obtenus par Legrand *et al.* (1992) en suivant une démarche parallèle avec le même modèle météorologique.

#### 4.4 – Comparaison avec les Résultats de Legrand *et al.*

L'impact des propriétés optiques de l'aérosol désertique sur les luminances perçues par un capteur METEOSAT-IR en orbite a été étudiée théoriquement de façon préliminaire par Legrand *et al.* (1992), dont notre étude constitue la suite. Le même modèle météorologique utilisé dans ce mémoire, mais soumis à une autre démarche d'utilisation que la notre, a été employé par Legrand *et al.* pour la simulation des profils de température et d'autres grandeurs d'intérêt. Les luminances émergentes ont été évaluées avec le code radiatif LOWAR, plus simple dans sa configuration originelle que le LOWTRAN-7 et porteur d'un procédé moins satisfaisant pour l'évaluation des effets de l'absorption gazeuse.

La comparaison entre les principaux résultats obtenus par Legrand *et al.* et les respectifs issus de l'application de la démarche suivie au cours de notre mémoire peut être justifiée selon deux points de vue. D'une part, l'importance de la voie entreprise (analyse de 24 ou de 48 heures de simulation, ou analyse des cycles diurnes reproductibles, respectivement) pourrait être mieux précisé dans le cadre de l'évaluation de l'influence de l'aérosol sur le système sol – atmosphère. D'autre part, la reprise des simulations radiatives permettrait l'accès aux éventuelles erreurs systématiques contenues dans les résultats publiés et, selon le cas, ré-interpréter les écarts observés entre les valeurs théoriques et expérimentales des variations  $\Delta T_B/\Delta\tau$ . Cette deuxième voie d'analyse n'est pas entreprise dans ce mémoire, étant donné la priorité apportée plutôt aux résultats finaux de l'interprétation des données METEOSAT-IR (p.ex.: des épaisseurs optiques) qu'à la comparaison entre les valeurs associées aux paramètres employés dans telle interprétation.

Les deux jeux de simulations sont analysés par étapes. Le code radiatif LOWAR est d'abord présenté et ses résultats sont ensuite comparés à ceux issus de l'application du code LOWTRAN-7 en utilisant les mêmes profils de température, obtenus par la démarche de Legrand *et al.*. Après les deux démarches sont comparées en termes des températures de surface du sol, n'en faisant appel qu'aux résultats du modèle météorologique. Les profils de température respectifs sont enfin soumis à un même code radiatif.

Les comparaisons ci-dessous ne tiennent compte que d'un nombre limité de tests, correspondant aux conditions géophysiques analysées en détail par Legrand *et al.*. Le tableau 4.1 précise ces conditions. Les simulations effectuées avec le modèle météorologique considèrent les valeurs affichées dans les tableaux 2.1 et 2.2 (deuxième chapitre) pour les conditions limites et pour certains paramètres, à l'exception du jour de l'année. Les différences entre les résultats obtenus à la sortie du modèle sont dûes uniquement à la démarche adoptée pour l'utilisation du modèle.

paramètres	valeurs prises
réflectance du sol ( $0.25 - 4.0 \mu m$ )	0.26
émissivité du sol ( $4 - 250 \mu m$ )	0.90
contenu intégré en vapeur d'eau	$1.67 g.cm^{-2}$
aérosol désertique	absent ou modèle ECLATS ou modèle Carlson & Benjamin
jour de l'année	25 Novembre

Tableau 4.1: valeurs retenues pour certains paramètres pertinents à l'emploi du modèle de méso-échelle dans le présent sous-chapitre, communes aux résultats obtenus par Legrand *et al.*. L'aérosol désertique, si présent, est réparti uniformément entre le sol et la hauteur de  $1.2 km$ , étant associé à une épaisseur optique de 1 à  $\lambda = 0.55 \mu m$ .

Les modèles ECLATS et Carlson & Benjamin d'aérosol désertique ont été décrits dans notre premier chapitre (sections 1.3.1 et 1.3.2). L'absence de ces deux modèles à l'intérieur du code LOWTRAN-7 nous a motivé à les y inclure, élargissant le nombre d'options de ce code. Plus spécifiquement, (a) les bibliothèques contenant les propriétés optiques de l'aérosol ont été enrichies et (b) le sous-programme DESATT est devenu capable d'interpréter le paramètre WSS comme un indicateur du modèle d'aérosol souhaité. La figure 4.18 compare les propriétés optiques de ces modèles, en reprenant la représentation choisie pour la figure 1.3. Les deux modèles extrêmes employés par ailleurs dans notre mémoire sont aussi représentés, fournissant des éléments aux discussions effectuées à la fin de ce sous-chapitre concernant l'influence des modèles d'aérosol sur les variations  $\Delta T_B / \Delta \tau$ .

## Le code radiatif LOWAR

Les principales caractéristiques de ce code ont été présentées par Legrand *et al.* (1988). LOWAR constitue une version du code radiatif LOWTRAN-5 (Kneizys *et al.*, 1980), modifiée de façon à prendre en compte les effets de la réflexion du rayonnement tellurique descendant au niveau de la surface.

Les signaux perçus par un capteur METEOSAT-IR en orbite sont évalués par le code LOWAR en suivant les étapes décrites par les expressions (4.6 - 4.9), section 4.1.2 du présent chapitre. L'éclairement descendant au sol est estimé en acceptant l'hypothèse que l'intégration hémisphérique requise peut être remplacée par le produit entre (a) l'angle solide en question ( $2\pi$ ), et (b) une luminance équivalente capable de restituer l'éclairement voulu. Cette valeur équivalente est donnée, pour chaque condition atmosphérique et longueur d'onde d'intérêt, par la luminance descendante associée à l'orientation  $\mu_e = 1.66$  (distance zénithale d'environ  $53^\circ$ ). Un tel remplacement ne constitue que la mise en oeuvre d'une supposition courante en transfert radiatif dans le domaine tellurique, liée à la notion de facteur de diffusivité (p.ex.: Liou, 1980, p.97).

Le code LOWAR ne tient pas compte des sources de rayonnement par diffusion. Les fonctions-source  $J_\lambda^{(n)}(\lambda, \theta)$ , expression (4.7), sont modifiées par (a) la surestimation de l'émission atmosphérique — le terme  $1 - \omega$  multipliant la fonction Planck devient 1 —, et (b) l'abandon du terme de diffusion multiple, proportionnel à l'albedo simple. Les luminances émergentes ainsi obtenues résultent uniquement des processus d'émission / absorption / réémission.

L'intérêt apporté à l'impact d'un type d'aérosol diffusant dans le domaine tellurique (Legrand *et al.*, 1992) a motivé l'utilisation du code LOWAR en collaboration avec un autre, basé sur la méthode des ordres successifs et développé dans le Laboratoire d'Optique Atmosphérique. Ce deuxième code radiatif tient compte de la complexité des processus intervenant dans le terme source de diffusion multiple dans l'équation de transfert (p.ex.: Lenoble, 1993, pp.179-181), sans faire intervenir des hypothèses simplificatrices comme celles acceptées par Isaacs *et al.* (1987) lors de l'établissement des procédés inclus dans le LOWTRAN-7 à propos de ce même terme.

Ce dernier aspect (la prise en compte de la diffusion multiple) constitue une des principales différences entre les simulations des luminances émergentes effectuées avec les codes LOWAR et LOWTRAN-7. L'estimation de la contribution associée à la réflexion du rayonnement descendant par la surface au sol joue un rôle secondaire, étant donné l'importance relative réduite de cette contribution dans la définition des luminances (revoir figure 4.7). Deux autres différences d'envergure

entre les codes LOWAR et LOWTRAN-7 correspondent (a) au procédé d'intégration verticale, basé sur l'acceptation des couches isothermes chez le premier, et (b) aux procédés d'évaluation des transmittances gazeuses. Dans le cadre de ce dernier aspect, il doit être rappelé que le LOWTRAN-5 (base du LOWAR) et le LOWTRAN-7 ne fournissent pas les mêmes valeurs pour la transmittance associée à la vapeur d'eau entre 10.5 et 12.5  $\mu\text{m}$ ; en considérant un contenu intégré d'environ 1.67  $\text{g.cm}^{-2}$ , le code LOWAR sousestime de 2 à 4 % les transmittances moyennes sur 20  $\text{cm}^{-1}$  obtenues à l'aide du LOWTRAN-7. Ces différences peuvent être partiellement justifiées par les modifications subies par l'algorithme d'évaluation des effets de l'absorption *continuum* entre un code et l'autre.

### Comparaisons entre les Codes Radiatifs LOWTRAN-7 et LOWAR

Deux codes radiatifs peuvent être comparés en fonction de plusieurs critères (façon avec laquelle les processus physiques sont pris en compte, résolution spectrale, actualisation de la banque de données spectroscopiques), tout en suivant les motivations les plus variées (validation d'un code par rapport à l'autre, analyse de la sensibilité des résultats en fonction d'un paramètre quelconque, possibilité de juger la qualité relative des résultats respectifs obtenus auparavant). La comparaison présentée ci-dessous entre les codes LOWAR et LOWTRAN-7 n'est faite qu'en termes des luminances émergentes dans la région 10.5 – 12.5  $\mu\text{m}$ , en faisant appel à un ensemble de profils verticaux de température obtenu à partir d'une même démarche d'utilisation du modèle météorologique employé ici, celle suivie par Legrand *et al.* (1992). Ces luminances sont présentées sous la forme des températures de brillance, étant donné les dissemblances entre les fonctions-filtre adoptées par ces auteurs et dans notre mémoire, correspondant respectivement aux capteurs IR des satellites METEOSAT-1 et METEOSAT-4.

Le type ECLATS d'aérosol désertique peut être caractérisé comme non-diffusant à l'infra-rouge thermique (Fouquart *et al.*, 1987b), contrairement à ce qui se passe pour l'aérosol Carlson & Benjamin. Cet aspect du problème a été pris en compte au moment de l'inclusion des deux types d'aérosol dans le modèle météorologique (Cautenet *et al.*, 1992) et, par cohérence, a été considéré au moment des simulations de luminances avec les deux codes radiatifs. Legrand *et al.* (1992) ont employé le code LOWAR dans sa configuration habituelle pour l'aérosol ECLATS — c'est-à-dire, sans sources de rayonnement par diffusion — et en collaboration avec le code des ordres successifs pour l'aérosol Carlson & Benjamin. Le code radiatif LOWTRAN-7 tient compte des sources de rayonnement par diffusion; néanmoins, cette possibilité n'a été exploitée que pour l'aérosol Carlson & Benjamin, puisque l'albedo simple associé à l'aérosol ECLATS est supposé nul dans le domaine des grandes longueurs d'onde.

La figure 4.19 synthétise la comparaison entre les résultats obtenus à l'aide des deux codes. Le diagramme supérieur présente des différences entre deux évaluations de luminance respectives à une même situation. Les croix indiquent les résultats obtenus en l'absence d'aérosol, permettant de quantifier l'impact des différences "non-aérosol" entre les deux codes, telles que les procédés de calcul des transmittances gazeuses ou l'algorithme d'intégration verticale. Ces différences sont généralement moindres en milieu de journée, où les luminances dépendent le plus de l'émission du sol — et donc le moins des contributions atmosphériques, sur lesquelles les limitations du LOWAR se feraient sentir en grande partie. La magnitude de ces différences met en évidence une certaine compensation entre les sources possibles de biais du code LOWAR par rapport au LOWTRAN-7: la sous-estimation des transmittances donne naissance à la surestimation des émissivités, rendant plus faible la contribution due à l'émission du sol et plus intense celle des couches d'air.

L'introduction de l'aérosol ECLATS n'accentue pas de façon significative les différences entre les résultats issus des codes LOWAR et LOWTRAN-7, vu que les processus de diffusion ne sont pas considérés dans les deux codes pour ce modèle de poussières. Les différences entre les croix et les triangles blancs sont associées à l'accroissement (de 0.12) de l'épaisseur optique entre 10.5 et 12.5  $\mu\text{m}$  associée aux couches d'air contenant l'aérosol: la réduction des transmittances  $t$  se traduit par l'intensification des absorptances  $a = 1 - t$  (conservation d'énergie en l'absence de diffusion) et aussi des émissivités (loi de Kirchhoff). L'émission atmosphérique vers le sol et vers l'espace est renforcée, parallèlement à la réduction de l'importance de l'émission au sol. Les deux codes fournissent des résultats semblables à propos de ces processus, à quelques dixièmes de  $K$  près en température de brillance.

L'introduction de l'aérosol Carlson & Benjamin donne suite à plusieurs modifications sur les composantes des luminances émergentes, rendant plus complexe l'analyse des différences observées entre les résultats issus des deux codes. L'épaisseur optique dans la région 10.5 – 12.5  $\mu\text{m}$  est augmenté (de 0.70), facteur capable d'intensifier l'émissivité des couches, d'avantage que pour l'aérosol ECLATS. Néanmoins, l'occurrence de diffusion rend l'absorptance des couches d'air plus faible que la valeur complémentaire de la transmittance correspondante; la diffusion intervient directement dans la production de rayonnement diffus (rappelons les fonctions source de l'équation de transfert), redistribuant l'énergie émise et réduisant l'absorptance des couches contenant l'aérosol. Les deux codes (LOWAR plus les ordres successifs, et LOWTRAN-7) tiennent compte de ces processus par l'intermédiaire des procédés de calcul distincts.

Les triangles noirs sur le diagramme supérieur de la figure 4.19 représentent la différence entre les

résultats issus obtenus avec ces codes pour l'aérosol Carlson & Benjamin. Leur magnitude montre un maximum relatif en milieu de journée, où l'importance relative de la contribution du sol est maximale, en toute ressemblance aux résultats obtenus pour l'aérosol *dust storm* (figure 4.7), mais autour de 45 %. Ce maximum relatif doit avoir comme origine un déséquilibre entre deux erreurs systématiques (d'un code radiatif à l'autre), plus évident lors des situations où la composante atmosphérique des luminances (émission mais aussi diffusion vers l'espace) n'est pas franchement majoritaire.

Le diagramme inférieur de la figure 4.19 présente des évaluations de l'impact associé aux deux types d'aérosol (symboles blancs, ECLATS; symboles noirs, Carlson & Benjamin) faites à partir des calculs issus des deux codes radiatifs (triangles, LOWAR; carrés, LOWTRAN-7). L'accord général entre les évaluations respectives est satisfaisant, les écarts ne dépassant qu'une fois (l'exception mentionné ci-dessus) l'incertitude des mesures de luminance prises par les satellites METEOSAT, d'environ  $\pm 0.5 K$  en température de brillance.

Le code LOWAR, sans ou avec la collaboration du code des ordres successifs, a été utilisé auparavant comme moyen d'évaluation des variations des luminances perçues par un capteur METEOSAT-IR en fonction du contenu en poussières dans l'atmosphère (Legrand *et al.*, 1985, 1988, 1992). Le remplacement de ce code par le LOWTRAN-7 dans un tel objectif entraîne des modifications pour les variations  $\Delta T_B / \Delta \tau$  de l'ordre  $\pm 1 K$  ou moins pour les cas analysés, exception faite à certaines situations précises et associées à l'occurrence de diffusion.

### **Températures de surface et luminances émergentes selon deux démarches**

La démarche employée pour l'obtention des résultats concernant la voie principale de notre étude — les cycles diurnes reproductibles — a été établie dans notre deuxième chapitre. Elle peut être resumée dans les termes suivants: (a) lancement du modèle météorologique adapté par Cautenet *et al.* (1992) sur une période de vingt cycles diurnes consécutifs, avec la réintroduction de certains paramètres à chaque lever de soleil, et (b) identification du premier cycle diurne à présenter des températures de surface du sol semblables à celles obtenues la veille, à  $\pm 0.25 K$  près, sur toutes les 24 heures de la journée. Legrand *et al.* (1992) ont utilisé le même modèle mais en adoptant une démarche moins restrictive, retenant pour les analyses postérieures les profils de température obtenus au cours du premier ou du deuxième cycle diurne de simulation, selon le cas.

L'application de ces deux démarches peut être interprétée comme l'acceptation de deux points

de vue opposés sur le rôle de l'atmosphère dans la définition des températures de surface du sol. Retenir les premières 24 ou 48 heures de simulation (Legrand *et al.*) revient à croire que les couches atmosphériques présentent une inertie thermique suffisamment élevée pour que leur influence sur les températures de surface ne soit pas perceptible au bout de quelques dizaines d'heures à compter de la condition initiale. L'interaction entre le sol et l'atmosphère serait négligeable, vu l'échelle de temps en jeu. En revanche, rechercher une situation reproductible sur 24 heures revient à atteindre que les effets d'une telle interaction se soient manifestés: les températures de surface ainsi obtenus traduisent la réponse du système sol – atmosphère entier face aux contraintes à lui imposés, telles que le changement du contenu en vapeur d'eau ou de la granulométrie des particules en suspension. Cette deuxième démarche présente des limitations particulières: (a) les cycles diurnes obtenus comme résultat ne constituent pas des situations reproductibles parfaites, et (b) le relancement d'un modèle numérique sur plusieurs jours de simulations peut aboutir à des ruptures d'origine algébrique (rappelons à titre d'exemple le diagramme inférieur de la figure 2.9). Les deux démarches, mais surtout celle employée par Legrand *et al.*, fournissent des résultats dépendants du choix effectué à propos de la condition initiale adoptée au début de la période de simulation.

La figure 4.20 compare les différences entre les cycles diurnes obtenus pour les températures de surface du sol à partir des deux démarches, en l'absence et en présence d'aérosol (en haut), et les évaluations de l'impact des poussières à partir des résultats issus de l'application de chaque démarche pour chaque type d'aérosol (en bas). Les différences illustrées dans le diagramme supérieur ont été évaluées à partir des valeurs obtenues par Legrand *et al.*. Ces différences se montrent systématiquement positives, conséquence du choix effectué concernant les profils de température pris en compte dans la condition initiale. Il serait possible, par exemple, l'obtention des différences positives et négatives (ou seulement négatives) à partir d'un profil vertical de température intermédiaire (ou systématiquement plus chaud) par rapport aux situations observées lors du premier cycle diurne reproductible.

En considérant la condition initiale comprenant les profils verticaux présentés dans la figure 2.2 (deuxième chapitre), les températures de surface obtenues à partir des deux démarches peuvent être distinctes de 5 K en milieu de journée. Il ne s'agit pas d'un effet diurne en soi, mais l'impact de comparer une matinée reproductible sur 24 heures avec une matinée retenue juste après le lancement du modèle, au lever de soleil.

Le diagramme inférieur illustre les différences entre les résultats respectifs obtenus en présence et en l'absence d'aérosol, pour les deux modèles d'aérosol et selon les deux démarches. L'accord relativement satisfaisant entre les deux cycles diurnes correspondant à l'aérosol Carlson & Benjamin

(symboles noirs) peut avoir deux origines diverses. La première serait hasardeuse, associée à l'obtention des températures de surface par Legrand *et al.* distinctes de celles issues des cycles diurnes reproductibles, tout en respectant leur écart et en donnant suite à un même impact final ou presque. En d'autres termes, l'adoption d'une condition initiale alternative aurait pu fournir des résultats moins satisfaisants. La deuxième possibilité fait appel aux propriétés optiques du modèle Carlson & Benjamin d'aérosol désertique, doté d'une épaisseur optique dans le domaine des grandes longueurs d'onde plus importante que celle du modèle ECLATS (revoir la figure 4.18, en termes des coefficients d'extinction normalisés à  $\lambda = 0.55 \mu\text{m}$ ). Les échanges radiatifs entre les couches d'air contenant l'aérosol ainsi qu'entre elles et le sol augmentent avec cette épaisseur optique, traduction d'une granulométrie plus riche en grosses particules. L'inertie thermique des couches d'air à la proximité du sol s'affaiblit en conséquence, rendant plus intense leur influence sur les températures de surface à l'échelle de 24 ou 48 heures. Ce deuxième raisonnement n'est pas suffisant pour expliquer la proximité relative entre les résultats en présence d'aérosol Carlson & Benjamin et en l'absence d'aérosol.

L'accès aux conséquences de ces résultats sur les luminances émergentes de la planète dépend de l'application d'un code radiatif sur les profils verticaux de température respectifs. Le concours d'un même code pour les deux jeux de résultats semble pertinent, étant donné que l'emploi de procédés distincts pourrait entraîner l'intervention d'influences supplémentaires dont le rôle pourrait être éventuellement significatif.

La figure 4.21 présente les résultats de l'application du code LOWTRAN-7 aux profils de température de l'air et à la surface du sol obtenus selon les deux démarches d'utilisation du modèle météorologique. Les écarts observés entre les températures de surface (figure 4.21) sont retrouvés en grande partie entre les luminances émergentes. L'application des deux démarches peut fournir deux évaluations distinctes de  $2.5 K$  en température de brillance pour l'impact de l'aérosol ECLATS en milieu de journée, c'est-à-dire 5 fois l'ordre de grandeur de l'incertitude associée aux données METEOSAT-IR. Ce résultat nous rappelle l'influence du choix de la condition initiale sur ce type d'évaluation (section 4.3.3 du présent chapitre), dont la magnitude se montre plus importante pour les poussières relativement pauvres en grosses particules. L'accord le plus satisfaisant dans cette figure 4.21 concerne l'impact de l'aérosol du type Carlson & Benjamin en milieu de journée, presque indifférent à la démarche employée.

Les démarches comparées ci-dessus fournissent des résultats distincts suite à une composition de plusieurs facteurs, notamment l'influence des profils verticaux de température employés lors du lancement du modèle météorologique. Une telle influence peut être interprétée (dans un sens figuré)

sous la forme d'une information retenue dans la mémoire du système sol – atmosphère représenté à l'intérieur du modèle. Cette information peut être gradativement oubliée au fur et à mesure que (a) le temps de simulation s'écoule et (b) l'interaction entre les différentes sous-parties du système s'intensifie, par exemple entre le sol et les couches d'air à sa proximité.

Les résultats fournis par la démarche adoptée par Legrand *et al.* (1992) constituent des cycles diurnes de température obtenus à la fin de périodes relativement courtes de simulation, d'un jour ou deux. L'influence de la condition initiale ne peut en conséquence s'affaiblir qu'en fonction des concentrations et des propriétés optiques des composants atmosphériques tels que la vapeur d'eau et l'aérosol. Néanmoins, l'action des processus radiatifs sur les températures demande la prise en compte des échelles de temps supérieures (quelques jours) que celles associées aux périodes de simulations de Legrand *et al.* (quelques heures selon le moment de la journée), rendant secondaire le rôle des propriétés optiques en jeu.

L'évaluation de l'impact de l'aérosol demande la comparaison entre deux jeux de résultats. La démarche employée par Legrand *et al.* donne origine à des résultats en milieu de journée à la fois en accord (aérosol Carlson & Benjamin) ou en désaccord (aérosol ECLATS) avec ceux obtenus à partir des cycles diurnes reproductibles. Les deux situations ne constituent que des conséquences de l'adoption d'une condition initiale particulière, correspondant à des profils de température observés lors de l'occurrence des poussières en suspension dont les propriétés optiques sont décrites par le modèle ECLATS. La prise en compte de quelques heures de simulation sous d'autres situations atmosphériques (en l'absence d'aérosol ou en présence d'aérosol Carlson & Benjamin) fournit des températures de surface plus distinctes de celles "reproductibles sur 24 heures" (voir le diagramme supérieur de la figure 4.21). L'obtention de résultats semblables pour ces autres situations (les croix et les triangles noirs) nous paraît hasardeuse.

### **Impact de l'aérosol selon deux démarches**

L'intérêt apporté à modélisation météorologique dans le cadre de notre mémoire ainsi que dans l'étude de Legrand *et al.* (1992) se justifie par la possibilité de simuler l'impact des poussières d'origine désertique sur les luminances émergentes tout en tenant compte de l'impact de ces mêmes poussières sur les températures de surface du sol. L'emploi de deux modèles d'aérosol dans chaque cas a pour motivation la recherche des limites de l'influence des granulométries sur les processus impliqués. Les deux démarches comparées ici représentent deux tentatives distinctes de quantifier les dépendances en question, constituant deux possibilités parmi d'autres.

La figure 4.22 résume plusieurs aspects du sujet. Les symboles blancs et noirs indiquent les résultats obtenus pour des poussières respectivement pauvres et riches en grosses particules: d'une part les modèles ECLATS et *background* de Longtin *et al.* (1988a, 1988b), d'autre part les modèles Carlson & Benjamin et *dust storm* de Longtin *et al.*. Les fourchettes montrent un certain accord, l'application des modèles extrêmes de Longtin *et al.* conduisant dans la plupart des cas aux valeurs extrêmes de l'impact de l'aérosol. Les exceptions — les résultats de Legrand *et al.* ainsi que ceux obtenus pour l'aérosol ECLATS à partir de notre démarche — n'ont lieu qu'en milieu de journée. Rappelons que:

- Les résultats obtenus par Legrand *et al.* pour l'aérosol Carlson & Benjamin se sont montrés dépendants du code radiatif employé, vu les différences existant entre les procédés d'évaluation des effets de la diffusion de rayonnement à l'intérieur des codes LOWTRAN-7 et LOWAR (plus les ordres successifs dans ce cas). L'application du code LOWTRAN-7 aux profils de température déduits par Legrand *et al.* rapproche les triangles noirs des carrés noirs en milieu de journée, plaçant tous à l'intérieur de la fourchette délimitée par les modèles de Longtin *et al.*.
- Les sorties du modèle météorologique correspondant aux modèles ECLATS et Carlson & Benjamin ont été obtenues sans prendre en compte, comme pour les modèles *background* et *dust storm*, des variations diurnes des valeurs équivalentes des propriétés optiques introduites dans le code radiatif SUNRAY (revoir section 2.1.3, deuxième chapitre). Les tests effectués à ces propos ont indiqué que les températures de surface du sol en présence d'aérosol peuvent être biaisées de  $2.5\text{ K}$  en milieu de journée dans la non-prise en compte de telles variations, faussant en conséquence l'estimation de l'impact des poussières. Leur éventuelle prise en compte pourrait placer les carrés blancs entre les limites de la fourchette mentionné ci-dessus, ainsi que modifier l'emplacement des carrés noirs.
- Les résultats obtenus par Legrand *et al.* pour le modèle ECLATS dépendent de ce dernier facteur mais aussi du choix effectué à propos de la condition initiale employée au début de la période de simulation.

Ainsi, les exceptions à délimitation de l'impact des poussières basée sur l'analyse des résultats obtenus pour les modèles *background* et *dust storm* peuvent être expliquées par les différences entre les démarches mises en oeuvre dans chaque étude.

L'observation de ces différences n'empêche pas que les principales conclusions obtenues à propos de la dépendance des luminances émergentes vis-à-vis des propriétés de l'aérosol désertique soient

en accord: (a) ces luminances sont affaiblies en milieu de journée, la granulométrie jouant un rôle secondaire dans la définition des variations  $\Delta T_B$  à ces moments; et (b) ces luminances sont renforcées au cours de la nuit selon la présence de grosses particules en suspension.

La figure 4.22 compare trois tentatives distinctes de délimiter la magnitude de l'impact des poussières sur les luminances émergentes dans la région spectrale: les triangles et les carrés en faisant appel à deux modèles d'aérosol bâtis sous la forme de mélanges internes (ECLATS et Carlson & Benjamin), les carrés et les cercles en analysant des cycles diurnes reproductibles et en employant le code LOWTRAN-7, les cercles en tenant compte des variations diurnes des propriétés optiques équivalentes dans le domaine des courtes longueurs d'onde. La prise en compte des deux modèles de Longtin *et al.* fournit des résultats qui ne sont pas atteints par les deux autres, tels que l'affaiblissement résiduel des luminances au cours de la nuit (aérosol *background*).

La comparaison entre triangles et carrés montre l'influence de la démarche adoptée pour l'utilisation du modèle météorologique, consistant soit à étudier des simulations d'une durée de l'ordre d'un jour ou deux, soit à rechercher des cycles diurnes reproductibles. Les résultats obtenus par l'intermédiaire de ces démarches ne sont pas affectés de la même façon par les régimes transitoires, c'est-à-dire les réponses dépendantes du temps, apériodiques. A juger par les résultats obtenus durant la nuit, la présence de processus apériodiques rend plus étroite la fourchette d'influences de l'impact de l'aérosol sur les luminances, en sousestimant l'influence des propriétés des poussières en suspension.

## 4.5 – Conclusions

La répartition granulométrique des particules en suspension joue un rôle décisif dans la définition des luminances émergentes de la planète dans la région spectrale  $10.5 - 12.5 \mu\text{m}$ , notamment durant la nuit. La granulométrie de l'aérosol peut affecter les températures de surface du sol en milieu de journée, comme le montrent les résultats analysés au cours de notre troisième chapitre: l'impact des poussières sur ces températures s'amointrit au fur et à mesure que la présence de grosses particules ( $r > 1 \mu\text{m}$ ) devient plus importante. Néanmoins, cet impact n'est pas le seul à pouvoir affecter les luminances arrivant au capteur en orbite; les processus d'absorption / d'émission atmosphérique sont intensifiés avec la présence de telles particules, en affaiblissant l'importance du rayonnement émis au sol sur les luminances émergentes, celui-ci étant associé à des températures plus élevées que celles en l'absence des mêmes particules.

La conséquence plus significative de l'enrichissement de la granulométrie de l'aérosol désertique par la présence de grosses particules se traduit par l'intensification des luminances émergentes durant la nuit, rendant plus faible l'amplitude de leur cycle diurne. Cette amplitude s'affaiblit d'avantage lors de conditions relativement humides et ne présente pas de dépendance significative vis-à-vis de la répartition verticale des particules. La répartition peut contrôler les valeurs absolues des luminances selon le type de poussières, vu l'association entre l'émission de rayonnement par la couche contenant l'aérosol et les températures de l'air à l'intérieur de celle-ci.

L'impact de l'aérosol désertique peut être décrit sous la forme des différences  $\Delta T_B = (T_B)_a - (T_B)_c$  en température de brillance, les souscrits  $a$  et  $c$  indiquant les résultats obtenus en présence et en l'absence des poussières (conditions aérosol et de ciel claire). Cet impact présente un cycle diurne, associé à des valeurs positives durant la nuit (selon l'importance de la présence des grosses particules) et des valeurs négatives en milieu de journée (pour n'importe quelle granulométrie). Les modèles d'aérosol issus de la réalisation d'expériences sur le terrain correspondent, une fois introduits dans la démarche employée dans ce mémoire, à des valeurs positives pour l'impact  $\Delta T_B$  au cours de la nuit (revoir figure 4.22). Ce résultat met en évidence le caractère particulier des cycles diurnes obtenus en présence d'aérosol décrit par le modèle *background*, associés à des valeurs négatives pour  $\Delta T_B$  même durant la nuit.

L'occurrence des changements du signe de l'impact de l'aérosol entraîne une limitation pratique lors de l'exploitation des données acquises par les capteurs METEOSAT-IR en termes de la présence des poussières, dû au fait que cet impact est nul à deux moments de la journée, en début de matinée et en fin d'après-midi. La définition de ces moments s'est montrée dépendante de toutes les variables étudiées, mettant en valeur la complexité des processus intervenant dans une telle inversion entre deux régimes. L'imprécision (observationnelle) de l'occurrence de ces moments d'inversion de régime rend très incertaine l'analyse des luminances émergentes en termes de la présence d'aérosol au cours des heures qui succèdent le lever du jour et celles qui précèdent le coucher de soleil.

L'impact de l'aérosol désertique a été exprimé ci-dessus en termes de l'épaisseur optique de l'aérosol à  $\lambda = 0.55 \mu\text{m}$  en suivant deux motivations particulières. D'une part, les simulations effectuées avec le modèle météorologique employée dans ce mémoire prennent en compte le contenu en aérosol dans les codes radiatifs SUNRAY et GBTDN par l'intermédiaire d'une série de relations faisant appel entre autres à la section efficace des particules à la longueur d'onde  $\lambda = 0.55 \mu\text{m}$ . D'autre part, ce choix de présentation simplifie la comparaison entre simulations — telles que les nôtres — et évaluations expérimentales des différences  $\Delta T_B$ , celles-ci obtenues à partir des corrélations entre lumi-

nances METEOSAT-IR et mesures photométriques (p.ex.: Legrand *et al.*, 1989). Une troisième motivation, plus conceptuelle, aurait pu justifier ce choix: les modifications subies par le bilan radiatif en milieu de journée en présence d'aérosol sont associées principalement à la réduction de l'ensoleillement suite à la rétrodiffusion de lumière vers l'espace par les particules en suspension (revoir par exemple les figures 3.8 et 3.9, troisième chapitre: les autres composantes de ce bilan n'arrivent pas à compenser cet effet).

Une motivation semblable à cette dernière aurait justifié l'analyse des différences  $\Delta T_B$  comme fonction de l'épaisseur optique de l'aérosol associée à une longueur d'onde dans le domaine tellurique, mettant en évidence l'importance des processus radiatifs qu'y ont lieu. Cette possibilité a été exploitée lors de notre étude à propos des indices d'effet de serre de Stephens *et al.* (sous-chapitre 3.3) et du rôle joué par l'aérosol désertique, faisant appel à la longueur d'onde  $\lambda = 11.5 \mu\text{m}$  (revoir figure 3.25). Ce dernier choix représente en première approximation la région spectrale prise en compte dans les mesures effectuées par les capteurs METEOSAT-IR. L'influence de la granulométrie des particules devient plus évidente, les deux types de poussières correspondant à des valeurs fort distinctes pour le quotient entre les épaisseurs optiques à  $11.5$  et à  $0.55 \mu\text{m}$ :  $0.05$  et  $1.06$  respectivement pour les modèles *background* et *dust storm*. Ainsi, les différences  $\Delta T_B$  peuvent être analysées en termes de  $\tau_{aer}^{0.55\mu\text{m}}$  en milieu de journée et en termes de  $\tau_{aer}^{11.5\mu\text{m}}$  durant la nuit sous le point de vue conceptuel. L'interprétation des cycles diurnes de luminance émergente pourrait en conséquence aboutir à des renseignements sur la granulométrie des poussières en suspension, indiqués par l'étude du rapport entre ces deux épaisseurs optiques d'un jour à l'autre. Les difficultés pratiques semblent nombreuses pour qu'une telle ligne d'exploitation soit mise en place: les différences  $\Delta T_B$  dépendent des propriétés radiatives de la surface au sol (méconnues), du contenu en vapeur d'eau (information externe à l'imagerie METEOSAT-IR) et du contenu en aérosol lui-même, vu la variabilité naturelle des distributions spatiale et temporelle des concentrations en poussières dans l'atmosphère.

Les luminances émergentes de la planète dans la région spectrale  $10.5 - 12.5 \mu\text{m}$  constituent le résultat final de toute une série de processus radiatifs et non-radiatifs ayant lieu dans le système sol - atmosphère. Ces luminances peuvent être caractérisées sous la forme d'une fonction à plusieurs variables, représentation analytique basée plutôt sur l'interprétation des résultats obtenus par simulation que sur l'étude formelle des équations régissant les processus impliqués. Certaines de ces variables résument en fin de compte une multitude de différentes conditions possibles d'être rencontrées dans la réalité: par exemple, répartitions verticales distinctes de concentration en vapeur d'eau peuvent fournir un même contenu intégré. L'influence possible de ces aspects du sujet n'a pas été analysé. Certaines des variables jouent des rôles directs et indirects dans la définition des luminances émergentes, telles

que l'émissivité du sol (contrôlant le bilan énergétique et aussi le pouvoir d'émission vers le capteur) et les concentrations en vapeur d'eau et en aérosol (déterminant les températures de surface du sol ainsi que la transmittance de l'atmosphère).

Ces luminances présentent un cycle diurne associé indirectement à celui de l'ensoleillement, par l'intermédiaire des températures de surface du sol, car les composantes atmosphériques de telles luminances ne varient pas d'une façon appréciable au cours de la journée pour les conditions dans lesquelles les simulations analysées ci-dessus ont été effectuées (c'est-à-dire des situations reproductibles sur 24 heures). L'occurrence des cycles diurnes oblige que certaines contraintes soient respectées lors de la comparaison (a) entre résultats théoriques différents, (b) entre images acquises dans des conditions distinctes, (c) entre résultats théoriques et données expérimentales.

L'interprétation des données METEOSAT-IR en termes de la présence d'aérosol fait appel à des différences  $\Delta T_B$  évaluées cible à cible, procédé justifié par l'expérience acquise lors du traitement d'images (p.ex.: Legrand *et al.*, 1988): l'analyse de ces différences rend possible la visualisation des panaches de poussières sur des grandes étendues géographiques, malgré l'occurrence d'hétérogénéités au niveau du sol et des distributions spatio-temporelles non-uniformes pour le contenu en vapeur d'eau. A croire à nos résultats de simulation sur des cycles diurnes reproductibles, l'impact des propriétés radiatives peut dépasser de plusieurs fois l'incertitude de ces mesures de luminance émergente pour un même contenu en aérosol, jour et nuit. La visualisation des panaches prouve la faisabilité du suivi spatio-temporel, exploité à l'heure actuelle en échelle climatologique (N'Doumé, 1993). Nous discutons ci-dessous certains aspects pertinents à l'interprétation quantitative de ces mêmes images.

Les luminances émergentes intégrés sur la région spectrale  $10.5 - 12.5 \mu\text{m}$  exhibent des dépendances relativement simples vis-à-vis du contenu intégré en vapeur d'eau et de celui en poussières désertiques. Les deux dépendances acceptent être ajustées par des approximations paraboliques:

$$T_B(W) = A_0 + A_1 \times W + A_2 \times W^2 \quad (4.12)$$

$$T_B(\tau) = B_0 + B_1 \times \tau + B_2 \times \tau^2 , \quad (4.13)$$

$\tau$  exprimant l'épaisseur optique de l'aérosol à une longueur d'onde précisée selon le moment du cycle diurne (p.ex.:  $0.55 \mu\text{m}$  en milieu de journée et  $11.5 \mu\text{m}$  durant la nuit). Les coefficients  $A_i$  et  $B_i$  correspondent à des valeurs particulières pour les contenus en aérosol désertique et en vapeur d'eau, respectivement. Tous ces coefficients varient avec la réflectance et avec l'émissivité de la surface au sol, justifiant que les luminances soient exprimées sous la forme:

$$T_B(W, \tau, \alpha, \varepsilon) = A_0(\tau, \alpha, \varepsilon) + A_1(\tau, \alpha, \varepsilon) \times W + A_2(\tau, \alpha, \varepsilon) \times W^2 \quad (4.14)$$

$$T_B(W, \tau, \alpha, \varepsilon) = B_0(W, \alpha, \varepsilon) + B_1(W, \alpha, \varepsilon) \times \tau + B_2(W, \alpha, \varepsilon) \times \tau^2 . \quad (4.15)$$

L'analyse de la figure 4.17 met en évidence que le terme quadratique en épaisseur optique peut devenir négligeable selon le type d'aérosol en suspension. Rappelons qu'une telle non-linearité a été associée (voir section 4.3.4) à l'influence de la contribution atmosphérique — et donc de la granulométrie des particules — aux luminances émergentes entre 10.5 et 12.5  $\mu\text{m}$ . Le coefficient  $B_2$  dépend d'une telle influence mais il ne la exprime pas entièrement, car les coefficients  $B_0$  et  $B_1$  varient aussi d'un modèle à l'autre d'aérosol désertique, ainsi qu'en fonction du profil vertical de la concentration en particules.

Les propriétés optiques et la répartition verticale des poussières en suspension ne représentent pas les seules variables du problème à participer de façon implicite des coefficients de ce type de formulation. Plusieurs aspects concernant la modélisation météorologique ont demeuré constants sur l'ensemble de résultats obtenus, tels que (a) les paramètres astronomiques (date) et géographiques (latitude) contrôlant le cycle diurne d'ensoleillement, et (b) certains paramètres et conditions limites (la longueur de rugosité de la surface, l'humidité dans le sol, la température à la profondeur de 1 mètre, ...). Les coefficients  $A_i$  et  $B_i$  dépendent aussi de certains aspects concernant les simulations radiatives avec le code LOWTRAN-7, tels que la géométrie de visée depuis le capteur.

Les relations ci-dessus résultent d'un certain nombre de simulations effectuées en faisant varier un des paramètres à la fois ( $W$ ,  $\tau$ ,  $\alpha$  ou  $\varepsilon$ ), tout en restant égal par ailleurs. L'importance des couplages ayant lieu entre l'influence du contenu en vapeur d'eau et celle du contenu en poussières peut être mieux appréciée à l'aide d'une paramétrisation du type suivant:

$$T_B(W, \tau, \alpha, \varepsilon) = \sum_{j=0, k=0}^{j=2, k=2} C_{j,k}(\alpha, \varepsilon) \times W^j \times \tau^k . \quad (4.16)$$

Cette formulation rend possible l'interprétation de l'impact simultané des variations affectant les contenus en vapeur d'eau et en aérosol entre deux situations atmosphériques distinctes.

L'interprétation de la différence entre deux observations de luminance émergente effectuées au-dessus d'une même cible à la même heure dans deux journées différentes demande qu'un certain nombre d'hypothèses sur le problème soit accepté, notamment: (a) l'absence de changement significatif de l'état de la surface au sol (suite, entre autres, à l'occurrence de précipitation ou au développement de la végétation), (b) l'absence de changement significatif des paramètres contrôlant la géométrie de l'ensoleillement, possible dans certaines époques de l'année (comme autour de solstices) au cours desquelles la déclinaison solaire varie relativement peu sur des périodes de quelques semaines, et (c) l'absence de changement significatif du type d'aérosol en question. Cette dernière hypothèse représente la moins importante des trois en qui concerne l'analyse des différences  $\Delta T_B = T_B'' - T_B'$ , vu que les

conditions atmosphériques associées à une de ces luminances ( $T'_B$ ) est supposée démunie d'aérosol. Les difficultés concernant l'identification de ces conditions "de référence" sont examinées dans notre prochain chapitre, à l'aide de données expérimentales.

La comparaison entre deux luminances  $T''_B$  et  $T'_B$  associées à deux conditions atmosphériques distinctes, une contenant aérosol ( $\tau'' > 0$ ) et l'autre supposée libre d'aérosol ( $\tau' \sim 0$ ), ne représente qu'un cas particulier d'une multitude de situations possibles. Rappelons que les deux conditions atmosphériques ne correspondent pas obligatoirement à un même contenu en vapeur d'eau ( $W'' \neq W'$ ). La différence  $\Delta T_B$  peut être présentée sous la forme suivante:

$$\Delta T_B(\Delta W, \Delta \tau, \alpha, \varepsilon) = \sum_{j=0, k=0}^{j=2, k=2} C_{j,k}(\alpha, \varepsilon) \times \left( (W'')^j \times (\tau'')^k - (W')^j \times (\tau')^k \right) , \quad (4.17)$$

mettant en évidence la non-linéarité entre  $\Delta T_B$  et les variations subies par les contenus en vapeur d'eau et en aérosol,  $\Delta W$  et  $\Delta \tau$ . Cette non-linéarité semble significative durant la nuit pour les poussières *dust storm*, comme le montre les diagrammes à gauche dans la figure 4.17. Les diagrammes à droite dans cette même figure affichent des courbes presque parallèles, malgré l'augmentation de l'épaisseur optique de l'aérosol; dans d'autres termes, les influences respectives sur les luminances émergentes ne présentent pas une forte corrélation, permettant de supposer que dans ces cas-là les coefficients "croisés" dans les expressions ci-dessus ( $C_{1,1}$ ,  $C_{1,2}$ ,  $C_{2,1}$  et  $C_{2,2}$ ) correspondent à des valeurs de faible magnitude. L'influence de l'aérosol et celle de la vapeur d'eau sur les luminances émergentes pourraient en conséquence être prises en compte séparément, sans aucune association, en milieu de journée.

Ces résultats théoriques justifient, *a posteriori*, l'intérêt apporté à la détermination expérimentale de certains coefficients de sensibilité, tels que (a)  $C_{0,1}$  et  $C_{0,2}$  (dépendance quadratique en  $\tau$ ) par Legrand *et al.* (1989) et (b)  $C_{1,0}$  et  $C_{0,1}$  (dépendances linéaires en  $W$  et en  $\tau$ ) par Legrand & Desbois (1989). Les valeurs obtenues par ces auteurs ne sont pas rappelées ici, vu que leur évaluation a été basée sur la comparaison entre données acquises dans d'autres conditions (notamment les réflectances au sol et la géométrie d'ensoleillement) que celles adoptées tout au long de nos simulations.

L'interprétation des valeurs observationnelles de la différence  $\Delta T_B$  en termes du contenu en aérosol demande, ainsi, la prise en compte des facteurs non-aérosol. La méconnaissance des propriétés radiatives de la surface au sol rend très incertaines les estimations de ce contenu en milieu de journée (du simple au triple), même si la répartition verticale et la granulométrie des particules sont identifiées par ailleurs. L'ordre de grandeur de cette incertitude dépasse toute évaluation effectuée à propos de l'influence de certains choix arbitraires adoptés lors des simulations effectuées avec le modèle météorologique, telles que la condition initiale ou le critère d'arrêt. En d'autres termes, l'influence de

ces choix sur la démarche d'emploi du modèle semble moindre que la variabilité des résultats obtenus vis-à-vis des paramètres géophysiques du problème.

La chapitre suivante fait appel à cet ensemble de résultats de simulation pour analyser un jeu de données METEOSAT-IR acquis en Novembre 1989 au-dessus de l'environnement Sahélien à Nord-Ouest de Niamey (République du Niger). Les conditions géographiques et astronomiques correspondent en première approximation à celles rencontrées lors du déroulement de l'expérience ECLATS, dont plusieurs résultats ont été assimilés dans nos simulations sous la forme de conditions limites. La disponibilité de ce jeu de données METEOSAT-IR se présente comme une situation favorable pour que certains aspects de nos résultats de simulation soient validés. L'analyse de ces mesures de luminance émergente peut indiquer aussi les limites de la démarche suivie dans notre mémoire.

— \* \* \* \* —

**Chapitre 5 –  
Estimation du Contenu en  
Aérosol Désertique par  
l’Interprétation Quantitative  
de l’Imagerie METEOSAT-IR**

## Introduction

L'estimation du contenu en aérosol présent dans l'atmosphère constitue un thème d'intérêt à plusieurs disciplines, vu les implications dues aux particules en suspension sur le bilan énergétique, sur la géochimie, sur le transfert de nutriments, sur la qualité de l'air vis-à-vis de la présence humaine. Les premiers procédés quantitatifs ont été basés sur la mesure de la transparence de l'atmosphère au rayonnement solaire direct (p.ex.: Angström, 1929). Plusieurs autres méthodes ont été proposées au cours des décennies suivantes, capables de fournir — outre le contenu total, sous la forme d'une épaisseur optique — des renseignements sur la granulométrie, sur l'indice de réfraction et sur la répartition verticale des particules en suspension (voir à titre d'exemple la synthèse présentée par Deirmendjian, 1980). Le développement des satellites artificielles depuis les années 1960 a fourni les moyens d'identifier la présence d'aérosol sur des larges étendues géographiques, s'en affranchissant de la limitation majeure de toutes les techniques disponibles auparavant: la représentativité des mesures faites depuis le sol. La télédétection de l'aérosol depuis l'espace n'est pas encore capable de caractériser aussi bien ces particules que le font les procédés d'observation sur le terrain (voir l'état de lieu présenté par Stowe *et al.*, 1990). Certaines des limitations actuelles dans ce sujet seront cependant réduites dans un avenir relativement proche avec la mise en orbite des expériences telles que MODIS (p.ex.: King *et al.*, 1992) et POLDER (p.ex.: Deuzè, 1993).

Le présent mémoire est consacré à l'analyse quantitative des luminances émergentes dans la région spectrale 10.5–12.5  $\mu\text{m}$ , tout en espérant développer les procédés d'interprétation des données acquises par les capteurs METEOSAT-IR en termes du contenu en aérosol d'origine désertique. Le chapitre précédent a synthétisé plusieurs résultats de simulation obtenus à propos de ces luminances, concernant l'impact des facteurs descriptifs de la présence des poussières (granulométrie, contenu, répartition verticale) ainsi que l'influence de trois facteurs non-aérosol (le contenu en vapeur d'eau, la réflectance et l'émissivité de la surface au sol). Rappelons que ces simulations correspondent à des situations hypothétiques, caractérisées par des cycles diurnes reproductibles pour les températures de surface. Ce cinquième chapitre applique les résultats obtenus selon cette démarche à l'interprétation d'un jeu de données expérimentales acquises par un capteur METEOSAT-IR.

Les analyses effectuées ci-dessous suivent surtout deux motivations. D'une part, il s'agit de com-

parer les résultats de l'interprétation de l'imagerie en termes du contenu en aérosol (c'est-à-dire, des valeurs de l'épaisseur optique respective) avec les informations obtenues indépendamment à l'aide de mesures effectuées sur le terrain. Ainsi, la démarche mise en oeuvre au cours de ce mémoire est soumise à une validation, faisant appel uniquement au produit final d'intérêt géophysique du dépouillement des données METEOSAT-IR, sans que les étapes intermédiaires (telles que la simulation des températures de surface du sol) soient l'objet d'analyses spécifiques. D'autre part, la richesse du jeu de données en question — entre autres, des images toutes les demi-heures sur trois semaines et des estimations du contenu en vapeur d'eau en continu entre le lever et le coucher de soleil pour certains jours — permet le test de quelques hypothèses couramment acceptées dans le sujet.

Le sous-chapitre 5.1 décrit les jeux de données employés dans nos analyses: des luminances émergentes mesurées par le capteur IR du satellite METEOSAT-4, des contenus en vapeur d'eau estimés à partir de la photométrie solaire et de l'analyse des profils verticaux obtenus par radio-sondage météorologique, des épaisseurs optiques de l'aérosol déduites des mesures photométriques. L'identification des poussières sur l'imagerie ne peut être effectuée qu'après l'identification et l'élimination des données correspondantes à la présence de nuages, dont l'impact sur les luminances émergentes est dans la plupart des cas supérieur à celui de l'aérosol. La littérature contient plusieurs méthodologies à ce propos, établies et testées notamment au-dessus de cibles relativement homogènes telles que les régions océaniques. Le sous-chapitre 5.2 discute le problème dans le cadre de l'environnement Sahélien, fort contrasté au niveau du sol, et justifie le procédé mis en oeuvre dans notre mémoire. Les données survivantes à l'application de ce procédé sont enfin analysées dans le sous-chapitre 5.3 en faisant appel aux simulations présentées dans le quatrième chapitre.

## 5.1 – Données Expérimentales Employées

La réalisation de l'expérience STARS-1 <sup>(1)</sup> dans la région de Tillabery (République du Niger) en Novembre 1989 a permis l'acquisition d'un jeu d'informations relativement complet à propos des caractéristiques physico-chimiques et optiques des poussières en suspension, ainsi que sur certains paramètres géophysiques pertinents à leur présence (Bergametti *et al.*, 1992). Les moyens mis en oeuvre n'ont pas atteint la même envergure que ceux correspondant à l'expérience ECLATS (Druilhet & Tinga, 1982), réalisée neuf ans auparavant dans la région de Niamey (environ 110 km à Sud-Est par rapport à Tillabery). L'importance des mesures effectuées lors du bref déroulement de l'expérience STARS-1 (une semaine) dans le cadre de notre mémoire réside sur le fait que ces données ont été

obtenues parallèlement à l'acquisition d'images par un satellite de la série METEOSAT. Rappelons que l'expérience ECLATS s'est déroulée lors d'une des rares périodes depuis Décembre 1977 au long desquelles il n'y a pas eu d'acquisition d'images par les satellites de cette série. Les propriétés optiques des poussières en provenance du Sahara ont été déterminées dans d'autres occasions que l'expérience STARS-1, comptant aussi avec l'imagerie METEOSAT-IR (p.ex.: Tanré *et al.*, 1988a, dans la région de Dakar), mais dans des conditions géophysiques distinctes de celles correspondant à nos simulations.

Le village de Tillabery ( $14^{\circ}12' N$ ,  $1^{\circ}27' E$ , environ 210 mètres d'altitude) se situe à la proximité du fleuve Niger, en représentant en conséquence des conditions particulières de l'environnement Sahélien. Ces conditions se traduisent par l'occurrence de végétation sur les rivages, des rizières et d'autres champs de culture, des habitations et du fleuve lui-même, large d'environ 1 km. Ces particularités s'insèrent dans un paysage hétérogène, rassemblement de différents sous-paysages associés chacun à des caractéristiques spécifiques pour le type de sol et pour la végétation, dans le cas où elle est présente (P. Rognon, 1993, communication personnelle). L'imagerie satellitaire fournit, dans ces situations, des résultats très dépendants de la résolution spatiale employée lors de l'acquisition des mesures de luminances. Les contrastes du paysage sont de plus en plus lissés au fur et à mesure que les éléments d'image (*pixels*) deviennent plus larges.

Telles sont les conditions géographiques au niveau du sol, dont le rôle n'est pas négligeable pour la définition des luminances émergentes dans la région spectrale  $10.5 - 12.5 \mu m$ , vu les conditions atmosphériques sous lesquelles s'est déroulée l'expérience STARS-1. L'interprétation des images METEOSAT-IR n'est pas simple dans ce type de situation car les différents sous-paysages (les taches de sol nu, le sol couvert par la végétation, les plans d'eau, etc) correspondent à des propriétés radiatives et non-radiatives distinctes, en donnant naissance à des valeurs distinctes pour la quantité d'énergie émise vers l'espace. Les mesures effectuées par le capteur en orbite constituent des moyennes spatiales, sur l'ensemble du paysage compris par chaque élément d'image, rendant complexe toute tentative d'associer les luminances émergentes à des valeurs "équivalentes" pour la réflectance et pour l'émissivité de la surface au sol. Cette discussion est poursuivie lors de l'analyse effectuée dans le sous-chapitre 5.3 concernant mesures et simulations.

Il doit être souligné que l'emplacement du site de mesures aux environs de Tillabery (longitude de  $1^{\circ}27' E$ ) simplifie énormément la comparaison entre observations et simulations de luminance émergente. Rappelons (a) que ces observations sont enregistrées en temps GMT, (b) que les simulations respectives sont basées sur une modélisation météorologique dont le cycle diurne d'ensoleillement suit le

---

<sup>1</sup> première expérience sur le terrain du projet "Sources et Transport d'Aérosols en Régions Sahéliennes"

temps GMT aussi, et (c) que les images prises à un horaire quelconque tiennent compte des luminances associées à des cibles dont le cycle diurne d'ensoleillement au sol présentent une différence de phase selon la longitude en question. La magnitude de cette différence n'atteint que quelques minutes pour le cas de Tillabery, en rendant possible la comparaison entre mesures et simulations, comme si elles étaient associées toutes à une même longitude.

### Imagerie METEOSAT-IR

Une présentation générale à propos de programme des satellites géostationnaires européens de finalité météorologique METEOSAT a été publiée récemment par Mason & Schmetz (1992). Les images contenant les données de luminance émergente de la planète en trois régions spectrales (VIS: 0.5 – 0.9, WV: 5.7 – 7.1 et IR: 10.5 – 12.5  $\mu m$ ) sont acquises toutes les trente minutes, avec une résolution spatiale de  $(5 \times 5) km^2$  au point sous-satellite ( $(2.5 \times 2.5) km^2$  pour le canal VIS).

Les données acquises par le satellite METEOSAT-4 sur la région d'intérêt (l'Ouest de l'Afrique) ont été fournies sous la forme de bandes magnétiques, préparées par l'ESOC (*European Space Operations Centre*). L'ensemble de fractions d'image pertinentes à notre étude — 21 jours, 48 prises de vue par jour — a été soumis à un procédé de recalage géographique, justifié par l'occurrence d'un certain nombre de problèmes d'enregistrement à l'ESOC. Il s'agit d'une surprise désagréable et malheureusement courante lors de l'analyse des images METEOSAT.

La figure 5.1 met en évidence l'influence de ce problème technique sur un cycle diurne des températures de brillance correspondant à cinq cibles distinctes dans la région du Lac Chad (environ  $13^\circ N$ ,  $14^\circ E$ ): le décrochage des évolutions temporelles à  $09^h GMT$  vient du fait que les données stockées sont respectives à une autre position géographique (dans ce cas précis, distante de 93 lignes d'image ou environ 465 km). L'identification des situations de ce type a été basée sur l'analyse des évolutions temporelles des luminances sur différentes cibles. Les situations identifiées ont été soumises à une étape de visualisation comparative entre plusieurs images et de comptage de l'écart existant (en nombre de lignes et de colonnes), employant le logiciel SPHINX développé au Laboratoire d'Optique Atmosphérique.

Un nombre relativement limité d'éléments d'image (*pixels*) a été retenu pour cette étude, vu notre intérêt sur les mesures effectuées aux environs de Tillabery. Un groupe de neuf cibles voisines a été choisi, centré sur le site de déroulement de l'expérience STARS-1. Chaque cible est constitué de neuf éléments d'image, le tout formant une surface d'environ 2000  $km^2$  englobant la vallée du fleuve Niger

ainsi que des paysages distincts d'elle. Les particularités de ces cibles sont mises en évidence dans le sous-chapitre suivant, lors de l'identification de la présence de nuages.

### Photométrie solaire

Le terme photomètre solaire constitue une traduction libre de *sunphotometer*, dénomination courante d'un certain type de pyréliomètre. L'emploi de ce dernier terme permet de regrouper dans une même catégorie tous les radiomètres consacrés à la mesure du rayonnement en provenance de l'angle solide correspondant au disque (apparent) solaire, sur une surface perpendiculaire à l'arrivée du faisceau incident (WMO, 1971, p.IX.50). Ces mesures d'éclairement tiennent compte (a) du rayonnement solaire transmis au travers de l'atmosphère, composante majoritaire en l'absence de nuages et appelée directe, et (b) du rayonnement diffusé par les composants de l'atmosphère (molécules, aérosol) dans la même orientation que celle du faisceau direct. Les photomètres solaires constituent des pyréliomètres équipés d'un ou de plusieurs filtres interférentiels, chacun d'entre eux correspondant à une région spectrale spécifique et relativement étroite (largeur totale de l'ordre de quelques dizaines de nanomètres). Le choix de telles régions spectrales est guidé par les objectifs de l'utilisateur de l'instrument: évaluation de la transmission atmosphérique, estimation de la granulométrie associée aux particules en suspension, estimation des contenus intégrés en vapeur d'eau ou en ozone. L'analyse des données photométriques est le plus souvent basée sur deux hypothèses, selon lesquelles (a) la contribution diffuse incluse dans les mesures aurait une magnitude négligeable, et (b) les mesures faites ne correspondraient pas à la largeur totale de la bande de transmission du filtre, mais à une longueur d'onde particulière, moyenne. La prise en compte de ces deux hypothèses, alliée à la difficulté intrinsèque d'obtenir des mesures absolues avec ce type d'appareil — connaissance limitée des caractéristiques thermiques et spectrales du détecteur et des filtres, incertitudes à propos de la stabilité temporelle de telles caractéristiques — justifie le point de vue couramment adopté, selon lequel les mesures photométriques ne sont capables de fournir que des évaluations spectrales de la transparence de l'atmosphère. Le lecteur trouvera dans la littérature spécialisée d'autres informations sur la conception, l'étalonnage et l'emploi des photomètres solaires, ainsi que sur l'exploitation des données acquises (p.ex.: Volz, 1974; Shaw, 1983; Soufflet *et al.*, 1992).

La figure 5.2 synthétise les principaux résultats déduits de l'analyse des données photométriques acquises sur le site de mesures aux alentours de Tillabery, entre le 18 et le 22 Novembre 1989 (jours 322-326 de l'année). Les cercles indiquent des valeurs moyennes sur trente minutes de l'épaisseur optique de l'aérosol à  $\lambda = 0.45 \mu\text{m}$ , évaluée à partir de l'application des corrections pertinentes (distance Terre-Soleil, diffusion moléculaire, absorption par l'ozone) aux mesures effectuées avec le photomètre

ETAL. Les losanges noirs dénotent des évaluations du contenu en vapeur d'eau obtenues à partir des mesures réalisées à l'aide de deux filtres interférentielles étroits centrés autour de  $\lambda = 0.94 \mu\text{m}$ , un plus large que l'autre. Le procédé d'interprétation des données acquises avec ces deux filtres — la dite méthode différentielle — a été décrit par Frouin *et al.* (1990) et progressivement amélioré au cours des dernières années au Laboratoire d'Optique Atmosphérique de Lille (Soufflet, 1988; Pietras, 1992). Une présentation générale des mesures photométriques et des principaux résultats obtenus concernant la granulométrie des poussières rencontrées a été préparée par C. Devaux, responsable de ce jeu de données, dans le cadre d'un rapport interne du projet STARS.

Les croix illustrées sur la figure 5.2 indiquent les évaluations du contenu en vapeur d'eau obtenues par l'analyse des radio-sondages effectuées entre le 18 et le 22 Novembre 1989 depuis l'aéroport de Niamey, situé à peu près à 110 km de Tillabery. Les deux évaluations du contenu en vapeur d'eau présentent des différences systématiques, pouvant atteindre  $1 \text{ g.cm}^{-2}$ , l'application de la méthode différentielle aux données photométriques fournissant des surestimations du contenu en vapeur d'eau dans l'atmosphère par rapport aux résultats de radio-sondages. Il nous semble difficile de justifier ces différences uniquement par le fait que les deux évaluations ne correspondent pas à un même endroit, ou par les incertitudes expérimentales respectives.

L'analyse des hypothèses acceptées lors de l'établissement de la méthode différentielle nous permet de formuler une explication pour les biais observés entre les deux évaluations. Les mesures photométriques effectuées avec les deux filtres autour de  $\lambda = 0.94 \mu\text{m}$  sont supposées monochromatiques et associées à une même longueur d'onde. Les effets de la présence de l'aérosol sont négligés ainsi que ceux dûs à la diffusion moléculaire, étant donné que les mesures sont analysées sous la forme d'un rapport entre transmittances totales. En réalité, ces mesures constituent le résultat de l'intégration spectrale de l'influence de la vapeur d'eau, de l'aérosol et des composants moléculaires sur la transmission du faisceau solaire. L'identification des effets de la vapeur d'eau sur le rapport des transmittances totales dépend, en conséquence, de l'équilibre entre les autres influences (notamment celles dûes à l'aérosol). Cet équilibre peut être atteint, par exemple, lorsque l'atténuation de rayonnement par les particules en suspension présente une dépendance spectrale faible. L'aérosol n'interviendrait pas dans le cas hypothétique d'atténuation grise.

Cette ligne de raisonnement se montre cohérente avec les informations acquises lors du déroulement de l'expérience STARS-1: la dépendance spectrale de l'atténuation associée à l'aérosol s'est présentée plus faible le 21 Novembre (jour 325 sur la figure 5.2) qu'au cours des journées précédentes, suite à un enrichissement relatif de la présence de grosses particules en suspension.

En synthèse, les déterminations photométriques mettent en évidence que l'expérience STARS-1 a été réalisée dans des conditions associées à des contenus relativement modestes d'aérosol et à des contenus bien variables en vapeur d'eau entre le lever et le coucher de soleil.

## 5.2 – Identification des Situations Contaminées par la Présence de Nuages

L'interprétation des luminances émergentes dans la région spectrale  $10.5 - 12.5\mu\text{m}$  en termes du contenu en aérosol demande que deux tâches soient accomplies: (a) l'identification et l'élimination des données contaminées par la présence nuageuse, et (b) l'association des variations subies par les données restantes au contenu en aérosol, traduit en épaisseur optique. Nous nous sommes fixés à la compréhension des processus physiques intervenant dans la deuxième tâche, étant donné la connaissance limitée à l'heure actuelle de l'impact des paramètres no-aérosol affectant les luminances émergentes tels que le contenu en vapeur d'eau et les propriétés radiatives de la surface au sol. Certains des résultats théoriques obtenus sur l'influence de ces paramètres sont soumis à une validation en faisant appel à des données expérimentales plus à la fin de ce chapitre, en imposant que le problème d'identifier la couverture nuageuse soit résolu de façon la plus satisfaisante possible.

L'identification (et la postérieure élimination) des jeux de données contaminées par la présence de nuages constitue étape obligatoire pour toute analyse consacrée à l'aérosol atmosphérique, associé à un impact radiatif habituellement plus faible. Cette sélection de données peut aboutir à des résultats contestables dans de situations conflictuelles — physiquement, de situations où l'impact des nuages se montre suffisamment faible pour être confondu à l'impact de l'aérosol, ou même aux erreurs expérimentales associées aux données analysées. Deux exemples peuvent être rappelés: (a) la suppression des mesures de luminance solaire directe, acquises à l'aide de photomètres installés au niveau du sol, pendant le passage de nuages *cirrus* relativement minces devant le soleil; et (b) l'identification de la présence de nuages du type *cumulus* de dimension inférieure à la résolution spatiale des images prises par les satellites météorologiques (de l'ordre ou supérieure au kilomètre carré). Les situations conflictuelles doivent être résolues d'une façon la moins ambiguë possible, même si l'application des critères choisis soit capable d'éliminer un certain nombre de données non-contaminées par la présence nuageuse.

Ce dernier aspect du problème — éventuelle élimination de données non contaminées en consé-

quence de l'adoption de critères trop sévères pour l'identification de la présence nuageuse — doit être analysé en fonction des objectifs ultimes de l'investigation poursuivie. Un exemple relativement simple d'une telle analyse peut être rappelé, dans le cadre de la télédétection de la température de surface de la mer depuis l'espace. L'interprétation opérationnelle des données acquises avec les canaux 4 et 5 du radiomètre AVHRR (respectivement autour de 11 et de 12  $\mu\text{m}$ ) embarqué sur les satellites de la série NOAA fait appel à des algorithmes (a) qui sont applicables dans l'absence de couverture nuageuse, et (b) qui négligent l'éventuel impact de l'aérosol troposphérique dans le problème traité. May *et al.* (1992) ont étudié l'introduction, dans ces algorithmes, de corrections associées à l'épaisseur optique de l'aérosol ( $\tau_{aer}$ ) à  $\lambda = 0.5\mu\text{m}$  déterminée à l'aide d'autres canaux du même radiomètre. Ces auteurs ont remarqué que les corrections associées à la présence de l'aérosol ne se montraient nécessaires que pour les conditions atmosphériques correspondantes à  $\tau_{aer} > 0.2$ . Cependant, ces mêmes conditions sont souvent éliminées au cours de l'étape précédente de l'analyse des données — identification et abandon des conditions jugées nuageuses. Ainsi, les critères appliqués pour l'élimination de la présence nuageuse se montrent compatibles aux algorithmes en service (dans lesquels l'aérosol n'est pas tenu en compte). En revanche, l'augmentation de la couverture spatio-temporelle des estimatives de température de surface de la mer demanderait la relaxation des critères d'identification de nuages, aussi bien que le développement des corrections associées à la présence de l'aérosol troposphérique (May *et al.*, 1992). L'incertitude liée à des telles corrections pourrait, éventuellement, rendre préférable l'abandon des données associée à une turbidité atmosphérique relativement élevée ou spatialement très variable.

Plusieurs méthodologies ont été proposées dans le passé ayant comme but l'identification de la couverture nuageuse (p.ex.: Coakley & Bretherton, 1982). La majeure partie de ces procédés fait appel à l'application de valeurs limites arbitraires (les seuils), en rendant l'élimination des nuages un sujet relativement riche en solutions particulières publiées, chaque chercheur mettant en valeur ses choix personnels.

L'identification de la présence d'une couverture nuageuse sur les images METEOSAT-IR est ici effectuée en essayant de respecter une caractéristique intrinsèque de l'environnement géographique d'intérêt (le Sahel): la notable hétérogénéité spatiale des paysages au sol. L'occurrence d'une telle hétérogénéité donne naissance à des distributions spatiales de luminance émergente de la planète fort contrastées même en l'absence de nuages. La magnitude de ces contrastes peut être traduite par l'écart-type  $\sigma^{TB}$ , évalué à partir des luminances observées au-dessus d'éléments d'images voisins. L'hétérogénéité du paysage au sol se traduit par des valeurs éventuellement élevées et spatialement variables pour cet écart-type, rendant ambigus les résultats obtenus sur le Sahel par l'application des critères établis dans d'autres environnements, tels que ceux testés au-dessus des régions océaniques.

Les paragraphes ci-dessous analysent le problème et justifient le procédé adopté.

Considérons le cas hypothétique d'une cible parfaitement homogène au sol, dotée de propriétés radiatives (émissivité, réflectance) et non-radiatives (inertie thermique dans le sol, rugosité de la surface, etc) uniformes sur l'ensemble de points qui la constituent. Considérons que cette cible soit parfaitement horizontale et d'une dimension physique telle que l'ensoleillement diurne ne soit pas capable de donner origine à des variations horizontales de température. Supposons encore que cette cible soit sous l'influence d'une condition atmosphérique horizontalement uniforme — absence de variations pour les concentrations des composants capables de modifier le bilan radiatif à l'échelle locale, tels que la vapeur d'eau et l'aérosol — et démunie de toute couverture nuageuse. Sous ces conditions et pour un instant quelconque pendant la journée, la température de la surface se présenterait uniforme tout au long de la cible concernée, et les profils verticaux de température dans le sol et dans l'atmosphère ne dépendraient que de la distance par rapport au niveau de la surface.

Une cible quelconque peut être interprétée comme la réunion d'un certain nombre de sous-cibles, indépendamment de la dimension spatiale concernée. Le cas hypothétique analysé ci-dessus correspondrait à la situation d'une réunion de sous-cibles identiques, associées toutes à un même jeu de valeurs pour les propriétés radiatives et non-radiatives du problème. Les cibles réelles sont constituées, dans la plupart des cas, de sous-cibles différentes, d'où l'idée d'hétérogénéité interne à la cible considérée. Le degré de cette hétérogénéité peut être très élevé et sa quantification dépend de l'échelle spatiale concernée. Au long du cycle diurne, chaque sous-cible répondrait de façon distincte à l'échauffement solaire, à l'absorption et à l'émission de rayonnement infra-rouge, et aux transferts turbulents et conductifs de chaleur. Malgré l'action de processus d'échange d'énergie entre les plusieurs éléments de la cible, chacun d'entre eux montrerait un cycle diurne différent pour le bilan énergétique et le profil de température dans le sol et en surface. D'une façon générale, l'existence de ces différents cycles diurnes constituerait la composition d'un certain nombre de facteurs:

- les sous-cibles correspondantes aux réflectances plus faibles s'échaufferaient plus vite que les autres, et leur température de surface atteindraient de valeurs plus élevées;
- les sous-cibles associées aux émissivités plus fortes se refroidiraient plus vite au cours de la nuit que les autres, et leur température de surface atteindraient des valeurs plus basses en fin de nuit; et
- parmi d'autres aspects du problème, la présence d'eau (en surface, dans le sol, associée ou non à l'occurrence de végétation) entraîne une réduction de l'amplitude du cycle diurne des températures de surface; ce résultat constitue l'effet combiné de plusieurs processus,

comme l'occurrence d'évaporation et l'augmentation de l'inertie thermique du système sol / végétation (si elle y est); ces effets dépendent du contenu et de la répartition verticale de l'eau, et en conséquence les sous-cibles considérées pourraient montrer des différentes réponses à une même condition d'échauffement ou de refroidissement.

La figure 5.3 présente l'évolution temporelle de l'écart-type  $\sigma^{TB}$  associé à chacune des neuf cibles de neuf éléments d'image chacune, au cours de trois cycles diurnes consécutifs relativement libres de toute couverture nuageuse (en bas à droite). Les cibles ont été regroupées selon leurs caractéristiques géographiques principales: en plein dans la vallée du fleuve Niger (2 et 6), en contact avec la vallée par le concours de deux ou de trois éléments d'image (3 et 5) et en retrait par rapport à la vallée, relativement loin de ses bordures (1, 4, 7, 8 et 9). L'analyse détaillée de ces résultats met en évidence l'occurrence d'un certain cycle diurne pour la valeur minimale (sur 21 jours) de l'écart-type associée à chaque cible. Ainsi, l'écart-type minimal pour la cible 2 (dans la vallée) peut atteindre  $1.4 K$  à  $13^h$  et  $0.25 K$  à  $02^h$  du matin, tandis que pour la cible 7 (loin de la vallée) il présenterait des valeurs de l'ordre de  $0.10$  et de  $0.20 K$  à ces deux moments de la journée, respectivement. Les cycles diurnes associés aux écarts-types des cibles fort contrastées semblent se reproduire en l'absence de nuages (diagramme en haut à gauche), rendant secondaire le bruit naturel de ce type de calcul. Ce bruit serait présent lors de l'analyse des cibles relativement uniformes (diagramme en bas à gauche), nous faisant rappeler des limites imposées par l'incertitude des mesures de luminance émergente concernées, de l'ordre de  $\pm 0.5 K$  en température de brillance.

L'identification de la présence de la couverture nuageuse est effectuée ici en deux étapes. Toutes les deux comportent des choix et des décisions arbitraires, en respectant à la fois les particularités de chaque cible (le cycle diurne des écarts-types minimaux) et notre objectif majeur dans la présente discussion (le rejet total des situations ambiguës). La première étape comprend l'application d'un critère d'élimination, défini d'une part par la valeur minimale sur les 21 jours disponibles de l'écart-type associée à chaque cible et à chaque moment de la journée,  $\sigma_{min}^{TB}(cible, temps)$ , et d'autre part par la valeur  $0.25 K$ , représentant la moitié de l'incertitude associée aux mesures METEOSAT-IR. Cette étape se résume à identifier (et à éliminer) toute condition  $[cible, temps]$  dont l'écart-type  $\sigma^{TB}(cible, temps)$  présente une magnitude supérieure à  $\sigma_{min}^{TB}(cible, temps) + 0.25 K$ .

Ce critère s'avère très restrictif, comme l'atteste l'exemple illustré dans la figure 5.4: la presque totalité des conditions  $[cible, temps]$  susceptibles d'être affectées par les couvertures nuageuses présentes en fin de nuit et en milieu de journée ont été identifiées. Les deux cas isolés en milieu de journée dans le diagramme inférieur de cette figure ont échappé à l'application du critère mentionné, vu qu'ils

correspondent aux deux cibles les plus concernées par la vallée du Niger. La difficulté d'identification dans ces cas précis vient du fait que l'hétérogénéité introduite par la couverture nuageuse n'a pas été capable d'augmenter de façon significative le contraste entre les luminances émergentes associées aux neuf éléments d'image de ces cibles à ces moments de la journée. Il doit être remarqué que la présence de nuages peut aussi amoindrir le contraste en ciel clair entre ces luminances, tout en dépendant d'une combinaison de facteurs propices.

Ces deux cas non-identifiés en milieu de journée nous rappellent les limites de toute tentative d'automatisation dans ce sujet: les conditions réelles peuvent toujours donner origine à des situations particulières, incapables d'être détectées pour n'importe quelle méthode. Telle est la motivation de notre deuxième étape d'identification de la couverture nuageuse, qui consiste à analyser à l'oeil les produits de l'étape précédente. Les critères qu'y sont mis en pratique ont comme objectif l'élimination de toute situation [cible, temps] capable de perturber le cycle diurne des luminances émergentes. Certaines situations nuageuses peuvent quand même rester dans l'ensemble des données survivantes à cette deuxième étape, dès qu'elles ne troublent pas d'une façon évidente le cycle diurne mentionné. En termes pratiques, la non-identification de ces situations ne constitue pas un problème très grave, vu que leur impact se ressemble à celui des facteurs non-nuage de l'interprétation de l'imagerie METEOSAT-IR. Le cas des nuages du type *cirrus* constitue la majeure source de préoccupation dans cette deuxième étape.

### 5.3 – Estimation du Contenu en Aérosol Désertique

Le contenu en aérosol peut être exprimé selon différentes façons, tout en dépendant des objectifs en question et des moyens mis en place pour évaluer ce contenu. L'importance de la présence de particules en suspension dans l'atmosphère peut être chiffrée sous la forme (a) des quantités intégrées sur une colonne d'air hypothétique, en indiquant le contenu total (en masse:  $kg.m^{-2}$ ; en nombre:  $m^{-2}$ ), (b) des concentrations locales, associées à un volume d'air typique dont l'altitude doit être précisée (en masse:  $kg.m^{-3}$ ; en nombre:  $m^{-3}$ ) et, parmi d'autres d'autres grandeurs physiques liées à l'occurrence d'aérosol (telles que la charge électrique), (c) de l'épaisseur optique associée à une longueur d'onde dont la valeur doit être précisée.

Il doit être rappelé que l'utilisation du terme "épaisseur optique de l'aérosol" tout au long de notre mémoire ne concerne que la présence des poussières d'origine désertique. L'adoption de ce point de

vue est justifiée dans le cadre de l'analyse de l'expérience STARS-1 étant donné la virtuelle absence de contamination volcanique dans la stratosphère en Novembre 1989; l'analyse des données acquises par l'expérience spatiale SAGE-II sur cette région géographique à cette époque montre que l'épaisseur optique d'une telle contamination n'atteint que des valeurs autour de 0.002 à  $\lambda = 1.02 \mu\text{m}$  (Brogniez & Lenoble, 1991). La disponibilité d'une telle information ne nous a pas motivé d'inclure l'aérosol volcanique lors des simulations météorologiques (chapitres 2 et 3) et radiatives (chapitre 4), car son influence sur les processus modélisés serait d'importance secondaire.

Outre les particules en suspension dans la stratosphère, les valeurs de l'épaisseur optique de l'aérosol tiennent compte d'une composante dite troposphérique, souvent dénommée *background*, peu variable dans les échelles du temps et de l'espace. L'importance de cette composante peut augmenter selon le contenu en aérosol dans la couche limite planétaire. L'impact de l'aérosol troposphérique serait présent dans n'importe quelle observation de la planète. Les conséquences de cet aspect du sujet dans le cadre de notre étude se traduisent surtout (a) par l'obtention des évaluations toujours non-nulles pour l'épaisseur optique déduite des mesures photométriques, et (b) par l'obtention de sous-estimations de l'épaisseur optique de l'aérosol lors de l'analyse de l'imagerie METEOSAT-IR en termes de différences entre les luminances associées à deux situations atmosphériques distinctes.

Les sections 5.3.1 et 5.3.2 présentent respectivement la démarche d'analyse et les résultats obtenus à propos de l'estimation du contenu en aérosol désertique à partir des images METEOSAT-IR. Cette démarche est basée entièrement sur les simulations effectuées dans le chapitre précédent, associées à des cycles diurnes reproductibles. Les paragraphes ci-dessous comparent mesures et simulations des luminances émergentes, en permettant la réalisation d'un premier contrôle sur les valeurs en jeu.

Les figures 5.5 et 5.6 présentent des températures de brillance en fonction du contenu en vapeur d'eau, en considérant uniquement les images prises à midi (5.5) et à minuit (5.6) sur les neuf cibles retenues tout au long des 21 jours disponibles, tout en considérant les résultats des radio-sondages météorologiques effectués depuis Niamey. Les courbes représentent dans chaque diagramme les simulations réalisées en l'absence d'aérosol (a) et en présence des poussières suivant les modèles *background* (b) et *dust storm* (d). Les données expérimentales sont indiquées par les symboles précisés en haut des figures. Les deux diagrammes du milieu correspondent à un choix commun pour les propriétés radiatives de la surface au sol; les quatre autres considèrent (a) soit des variations de réflectance à émissivité constante (en haut), (b) soit des variations d'émissivité à réflectance constante (en bas).

La dispersion des données expérimentales dans les diagrammes  $T_B vs. W$  (température de brillance

*versus* contenu en vapeur d'eau) autour d'une valeur moyenne  $[T_B, W]$  peut avoir lieu dans les deux dimensions, horizontale et verticale. La dispersion horizontale ( $T_B$  constante) est due principalement aux variations du contenu intégré en vapeur d'eau d'une image à l'autre. La dispersion verticale ( $W$  constante) résulte de la composition de plusieurs effets, parmi lesquels les variations du contenu en aérosol et les dissemblances existant entre les cibles sous le point de vue des propriétés radiatives de la surface au sol. Cet aspect peut être apprécié dans le diagramme du milieu à droite dans la figure 5.5; les cibles "gardent" leurs positions relatives d'une journée à l'autre, en obéissant une certaine hiérarchie en réflectance et émissivité. A titre d'exemple: les cibles 2 (les losanges noirs) et 6 (les cercles blancs) sont associées à des luminances systématiquement plus faibles que celles correspondant à la cible 7 (les carrés blancs). Soulignons que les cibles 2 et 6 se situent dans la vallée du fleuve Niger, contrairement à la cible 7, placée dans une région plus sèche; ainsi, en milieu de journée, les deux premières seraient caractérisées par des températures de surface moins élevées que celles observées sur la cible 7.

La dispersion des données expérimentales en milieu de journée sur les diagrammes  $T_B vs. W$  semble cohérente avec les simulations. D'une part, l'ordre de grandeur des variations  $\Delta T_B$  associées à une même cible peut atteindre  $3K$  à contenu constant en vapeur d'eau, valeur qui se montre compatible aux évaluations théoriques de l'influence des poussières. D'autre part, la variation moyenne  $\Delta T_B / \Delta W$  issue des observations (images METEOSAT-IR et radio-sondages) présente une magnitude relativement faible, consistante aux variations respectives obtenues par simulation autour de  $W \simeq 1.5 g.cm^{-2}$ , sans et avec aérosol.

Les résultats obtenus à minuit (figure 5.6) sont moins satisfaisants. La dépendance entre les luminances observées et le contenu en vapeur d'eau déduit des radio-sondages effectués depuis Niamey ne montre pas le même signe que la dépendance respective issue des simulations. Une explication possible pourrait être basée sur l'hypothèse que les masses d'air plus sèches auraient d'avantage de grosses particules, en rapprochant les points expérimentaux des courbes  $d$  au fur et à mesure que le contenu en vapeur d'eau diminue. Ce raisonnement n'a pas été jugé convaincant, vu les conditions géophysiques régnantes tout au long des trois semaines en étude. La simulation est ici mise en cause, notamment ces aspects associés à l'évaluation de l'impact de la vapeur d'eau. Le rôle joué par l'absorption du type *continuum* lors de la modélisation radiative a été analysé dans notre quatrième chapitre; la figure 4.2 a mis en évidence que la dépendance entre les luminances émergentes entre  $10.5$  et  $12.5 \mu m$  avec le contenu en vapeur ne varie pratiquement pas au cours de la nuit lorsque les effets du *continuum* associé à la vapeur d'eau sont négligés ou estimés autrement que par l'intermédiaire du procédé employé. La responsabilité de ce type de résultat pourrait en principe être attribuée aux calculs de l'absorption

de rayonnement tellurique par la vapeur d'eau effectués à l'intérieur du code GBTDN, raccordé au modèle météorologique et impliqué dans l'obtention des éclaircissements de grandes longueurs d'onde. La dépendance entre les températures de surface et le contenu en vapeur d'eau (p.ex.: figure 3.5) a pu éventuellement être surestimée, donnant suite à des luminances soumises à des biais distincts selon la condition atmosphérique d'intérêt.

L'analyse de la figure 5.5 (midi) montre qu'il serait possible d'identifier cible-à-cible le couple des valeurs  $[\alpha, \varepsilon]$  dont l'emploi permettrait de restituer les valeurs maximales des luminances mesurées, ou dans d'autres termes les luminances "référence", associées aux contenus plus faibles en aérosol. Une telle identification donnerait naissance à des résultats ambigus, puisque différentes combinaisons de valeurs pour la réflectance et l'émissivité de la surface seraient capables de fournir les mêmes luminances maximales, cible-à-cible. La méconnaissance à propos de ces informations pour la région autour de Tillabery nous suggère, en conséquence, d'interpréter les différences de luminance émergente en admettant une incertitude concernant cet aspect du sujet. La section 5.3.1 ci-dessous précise la démarche mise en oeuvre à propos de l'analyse de ces différences  $\Delta T_B$  en contenu en poussières.

### 5.3.1 – Démarche

Les tests de sensibilité réalisés dans notre quatrième chapitre ont mis en évidence la dépendance des luminances émergentes dans la région spectrale  $10.5 - 12.5 \mu\text{m}$  avec les facteurs descriptifs de la présence d'aérosol désertique: contenu total et répartition verticale, ainsi que leurs propriétés optiques (le "modèle" d'aérosol). Ces dernières indiquent l'influence globale de la nature physico-chimico-minéralogique et de la granulométrie des particules. La magnitude de l'impact de ces facteurs s'est montrée significative dans une grande partie de cas, c'est-à-dire supérieure à l'ordre de grandeur de l'incertitude expérimentale des données METEOSAT-IR (d'environ  $0.5K$  en température de brillance). L'importance de ces facteurs et leur méconnaissance lors de l'analyse de situations réelles empêchent qu'une association univoque soit établie entre les différences de température de brillance  $\Delta T_B$  et les épaisseurs optiques de l'aérosol respectives. A titre d'exemple, une valeur  $\Delta T_B$  peut aussi bien être interprétée en termes de l'épaisseur optique  $\tau_{aer}^{(1)}$  d'une couche d'aérosol *dur* *storm* en altitude qu'en termes de l'épaisseur optique  $\tau_{aer}^{(2)}$  d'une couche d'aérosol *background* en contact avec le sol. La méconnaissance de la répartition et de la granulométrie en jeu rend incertaines et particulières les évaluations d'épaisseur optique obtenues. Telles sont les motivations qui nous conduisent à interpréter les différences de température de brillance plutôt sous la forme d'intervalles d'épaisseur optique qu'en termes de valeurs précises.

Les résultats affichés dans les figures 4.15 et 4.16 (quatrième chapitre) sont rappelés ci-dessous dans le but de justifier la démarche entreprise pour l'interprétation des données METEOSAT-IR, ainsi que d'indiquer les limitations de celle-ci.

La dépendance entre les luminances émergentes et les quatre paramètres pris en compte dans ces figures (le type d'aérosol, la réflectance et l'émissivité de la surface au sol, et le contenu en vapeur d'eau) peut être décrite par une seule famille de courbes en milieu de journée. L'impact de l'aérosol est monotone, en affaiblissant les luminances pour toutes les surfaces et tous les contenus en vapeur d'eau. L'impact de la vapeur d'eau sur les luminances n'est pas monotone et peut être influencé par la présence d'aérosol et par le type de surface. Les différences  $\Delta T_B$  entre résultats obtenus en présence et l'absence des poussières sont toujours négatives, mais la discrimination du type d'aérosol n'est possible lors de la connaissance des propriétés radiatives de la surface au sol. L'impact de la répartition verticale des particules (non affiché sur ces figures) n'introduit pas de rupture dans cette famille de courbes, n'en affectant en pratique que les résultats obtenus pour les poussières *dust storm* et en faisant augmenter la magnitude des différences de température de brillance.

La figure 5.7 met en évidence que ces conclusions sont applicables à d'autres horaires entre le lever et le coucher de soleil. L'impact des poussières *dust storm* change de signe entre le jour et la nuit (voir par exemple la figure 4.8). La magnitude de l'impact des deux types d'aérosol varie entre le lever et le coucher de soleil, au point de présenter des dépendances  $T_B(W)$  très semblables en deux moments de la journée (voir les diagrammes 10h et 15h dans la figure 5.7). Les résultats obtenus à 09<sup>h</sup> (et avant) ainsi qu'à 16<sup>h</sup> (et après) sont considérés étrangers à la catégorie des situations de milieu de journée, surtout parce que les variations  $T_B(W)$  associées à l'aérosol *dust storm* suivent à ces deux horaires des comportements intermédiaires à ceux vérifiés à midi et à 06<sup>h</sup> du matin.

Les résultats obtenus en fin de nuit n'admettent pas être généralisés sous la forme d'une seule famille de courbes (revoir les figures 4.15 et 4.16). L'impact des poussières peut être positif ou négatif selon le modèle d'aérosol pris en compte; dans d'autres termes, il nous semble possible de rencontrer dans la nature des poussières désertiques dont l'influence sur les luminances émergentes soit nulle. La dépendance entre ces luminances et le contenu en vapeur d'eau varie avec le type et le contenu en aérosol — rappelons que la distance entre les cercles noirs et les croix dans la figure 4.15 correspond à une épaisseur optique égale à 1. Ces deux aspects entraînent des difficultés considérables d'interprétation des images METEOSAT-IR durant la nuit en termes de l'identification de la présence et de l'évaluation du contenu en poussières. Ces situations ne sont exploitées pour la suite dans notre mémoire, aussi parce que la comparaison entre mesures et simulations de luminances n'a pas conduit

à des résultats satisfaisants (figure 5.6).

La démarche d'interprétation des données METEOSAT-IR entre 10<sup>h</sup> et 15<sup>h</sup> en termes de l'épaisseur optique de l'aérosol est décrite ci-dessous. Elle devient faisable suite à une combinaison fortuite d'un certain nombre de facteurs favorables, absente pendant la nuit. Les étapes indiquées sont appliquées uniquement aux mesures de luminance survivantes aux critères d'élimination des situations susceptibles d'être affectées par la présence de nuages.

- **Normalisation des Luminances à un même Contenu en Vapeur d'Eau** – La dépendance entre les luminances émergentes et le contenu en vapeur d'eau a été approximée par une courbe parabolique dans le quatrième chapitre, expression (4.15); les coefficients varient avec le type, le contenu et la répartition verticale de l'aérosol, ainsi qu'avec le type de surface. L'importance de ces variations est considérée secondaire. Les luminances  $T_B(W)$  sont ici normalisées à la condition  $T'_B(W')$ ,  $W' = 1.67 \text{ g.cm}^{-2}$ , par l'intermédiaire de la relation suivante:

$$T'_B(W') = T_B(W) + A_1 \times (W' - W) + A_2 \times ((W')^2 - (W)^2) , \quad (5.1)$$

dont l'établissement ne demande que la comparaison entre deux points appartenant à une même parabole. Nous retenons les valeurs ci-dessous pour les coefficients  $A_1$  et  $A_2$ , issus des simulations effectuées en l'absence d'aérosol et en considérant une surface caractérisée par une réflectance de 0.25 et par une émissivité de 0.90 . Cette normalisation est appliquée sans aucune distinction aux données acquises sur toutes les neuf cibles retenues autour de Tillabery.

horaire	$A_1$	$A_2$
10 <sup>h</sup>	2.56	-0.830
11 <sup>h</sup>	2.24	-0.862
12 <sup>h</sup>	2.47	-0.950
13 <sup>h</sup>	2.90	-1.05
14 <sup>h</sup>	3.10	-1.06
15 <sup>h</sup>	2.99	-0.932

- **Recherche des Luminances de Référence** – Les luminances normalisées associées à chaque cible sont comparées entre elles, et celle dont la valeur se montre la plus élevée est classée comme situation de référence. Cette situation est supposée libre de toute contamination par l'aérosol, hypothèse qui s'avère de moins en moins acceptable au fur et à mesure que la durée de période de recherche se rétrécit (p.ex.: N'Doumé, 1993, pp.41-42).

- **Evaluation des Différences de Luminances** – Ce calcul est effectué entre les luminances associées à une même cible, de façon à respecter le rôle joué par les propriétés radiatives de la surface en présence et en l’absence d’aérosol. Les résultats affichés dans la figure 4.16 nous rappelle que cette étape ne conduit pas obligatoirement à des valeurs  $\Delta T_B$  uniformes sur l’ensemble de cibles.
- **Estimation des Valeurs Extrêmes d’Épaisseur Optique** – Les différences de luminances sont ensuite interprétées en termes de deux valeurs considérées extrêmes pour l’épaisseur optique de l’aérosol,  $\tau_{min}$  et  $\tau_{max}$ . L’intérêt apporté à ce raisonnement a été justifié auparavant par la méconnaissance (a) des facteurs descriptifs de la présence des poussières (répartition verticale, granulométrie), et (b) des propriétés radiatives de la surface au sol. Les valeurs extrêmes d’épaisseur optique sont obtenues à l’aide des quotients:

$$\tau_{min} = \Delta T_B / \kappa_{max} \quad (5.2)$$

$$\tau_{max} = \Delta T_B / \kappa_{min} \quad (5.3)$$

où les coefficients “de sensibilité”  $\kappa_{min}$  et  $\kappa_{max}$  représentent respectivement les valeurs minimale et maximale de l’impact, sur les luminances émergentes, d’une couche d’aérosol associée à une épaisseur optique de 1 à  $\lambda = 0.55 \mu m$ . Les valeurs prises en compte pour ces coefficients sont affichées ci-dessous et leur application aux différences  $\Delta T_B$  est faite sans distinction sur l’ensemble des cibles étudiées. Les coefficients  $\kappa_{min}$  ont été déduits des simulations effectuées en présence d’une couche d’aérosol *background* en contact avec le sol, dont la surface a été caractérisée par une réflectance de 0.35 et par une émissivité de 0.85 . Dans le cas des coefficients  $\kappa_{max}$ , les valeurs choisies ont été obtenues à partir des simulations effectuées en présence d’une couche d’aérosol *dust storm* en altitude, au-dessus d’une surface caractérisée par une réflectance de 0.15 et par une émissivité de 0.95 .

horaire	$\kappa_{min}$	$\kappa_{max}$
10 <sup>h</sup>	-3.8 K	-9.6 K
11 <sup>h</sup>	-4.0 K	-11.8 K
12 <sup>h</sup>	-4.2 K	-13.1 K
13 <sup>h</sup>	-4.2 K	-13.2 K
14 <sup>h</sup>	-4.1 K	-12.1 K
15 <sup>h</sup>	-4.1 K	-9.7 K

Ces coefficients représentent des variations de température de brillance par unité d’épaisseur optique de l’aérosol, en acceptant l’hypothèse selon laquelle les effets non-linéaires de la dépendance entre  $T_B$  et  $\tau$  seraient secondaires (voir sous-chapitres 4.3 et 4.5).

L'établissement de cette démarche reprend, en fin de compte, l'idée de base de l'interprétation des images METEOSAT-IR en termes de la présence de l'aérosol, c'est-à-dire la recherche des références et le calcul des différences élément à élément de l'image, en comparant les données acquises au cours d'un nombre déterminé de jours (Legrand, 1990). Les deux autres étapes constituent l'aboutissement pratique de nos simulations. La section ci-dessous analyse les résultats obtenus.

### 5.3.2 – Résultats

L'ensemble de données disponibles n'a pas été entièrement employé dans le cadre de notre mémoire. L'épaisseur optique de l'aérosol est estimée ci-dessous uniquement entre 10<sup>h</sup> et 15<sup>h</sup>, puisqu'en milieu de journée l'impact de la vapeur d'eau sur les luminances émergentes peut en première approximation être séparé de celui de l'aérosol. Deux jeux de données METEOSAT-IR sont analysés au cours des paragraphes suivants: (a) les images prises à midi tout au long de la période entre le 10 et le 30 Novembre 1989, et (b) les images prises aux heures entières entre 10<sup>h</sup> et 15<sup>h</sup> tout au long de la période comprise entre le 18 et le 22 Novembre 1989 (déroulement de l'expérience STARS-1 sur le terrain). Toutes ces observations de luminance conduisent à des estimations d'épaisseur optique aptes à être comparées aux mesures photométriques effectuées au sol entre le 18 et le 22 Novembre, tout en dépendant de la présence de nuages et de l'occurrence de problèmes techniques avec les photomètres.

La figure 5.8 synthétise les résultats obtenus cible à cible sur la période de 21 jours à midi. Les valeurs extrêmes  $\tau_{max}$  et  $\tau_{min}$  se montrent fort différentes, en suivant un rapport de magnitude de l'ordre de trois. Il s'agit d'une conséquence directe des différences entre les coefficients  $\kappa_{min}$  et  $\kappa_{max}$  pris en compte, associées à la méconnaissance des facteurs aérosol et non-aérosol relatifs aux situations analysées. Les résultats cible à cible montrent que les différences  $\Delta T_B$  (en haut dans la figure) ne sont pas uniformes sur l'ensemble des paysages retenus, en accord (qualitatif) avec les informations illustrées dans la figure 4.16 (quatrième chapitre).

Ainsi, la figure 5.8 met en évidence deux échelles de variabilité pour les résultats traduits en épaisseur optique de l'aérosol. D'une part, la différence entre  $\tau_{min}$  et  $\tau_{max}$  résulte de l'application de deux coefficients de sensibilité. D'autre part, l'application de ces deux coefficients peut donner naissance à des résultats distincts d'une cible à cible, conséquence de la variabilité naturelle déjà existante entre les différences en températures de brillance. La figure 5.9 résume ces deux échelles sous la forme des valeurs extrêmes  $max(\tau_{max})$  et  $min(\tau_{min})$  respectives, indiqués par les paliers. Le rapport entre ces deux extrêmes est plus important (de l'ordre de quatre) que celui entre les valeurs

cibles à cible pour  $\tau_{max}$  et  $\tau_{min}$ . L'analyse de cibles isolées peut, selon ce raisonnement, conduire à des résultats plus incertains que ceux éventuellement obtenus sous la forme de moyennes sur plusieurs cibles.

La figure 5.10 affiche les résultats correspondant aux cinq journées pour lesquelles nous disposons des évaluations du contenu en vapeur d'eau par l'intermédiaire de mesures photométriques effectuées au niveau du sol. Contrairement à la figure 5.8, la présentation des différences  $\Delta T_B$  et des valeurs extrêmes  $\tau_{max}$  et  $\tau_{min}$  ne prend pas en compte des tous les résultats obtenus cible à cible, mais uniquement les valeurs limites dans chaque cas. Ainsi, les carrés blancs dans le diagramme en bas à gauche et les carrés noirs dans le diagramme en bas à droite indiquent respectivement les minima  $min(\tau_{min})$  et les maxima  $max(\tau_{max})$  absolus sur l'ensemble des cibles. Les triangles délimitent l'extrême opposé dans chaque cas, indiquant l'ordre de grandeur de la variabilité des résultats individuels.

La figure 5.11 compare, enfin, les épaisseurs optiques issues de l'analyse des images METEOSAT-IR avec celles observées sur le terrain, à quelques minutes près d'écart. Le diagramme supérieur ne tient compte que des trois midis sans nuages avec photomètre au cours de l'expérience STARS-1, en mettant en valeur l'intérêt apporté au traitement d'autres horaires en milieu de journée, dont les résultats sont illustrés dans le diagramme inférieur. Les symboles blancs et noirs dénotent respectivement les valeurs  $min(\tau_{min})$  et  $max(\tau_{max})$  obtenus en chaque cas. La ligne en trait pointillé représente la bissectrice, l'équivalence parfaite entre les deux évaluations indépendantes.

Les symboles noirs et blancs délimitent une fourchette représentant les méconnaissances avouées sur le problème. L'humidité dans le sol et les paramètres aérodynamiques de la surface peuvent jouer des rôles décisifs sur les températures de surface et par conséquent sur les luminances émergentes, simulées et mesurées. D'autres aspects ont été mis à part au cours des étapes précédentes, telles que l'influence du choix adopté pour la condition initiale sur les simulations effectuées avec le modèle météorologique; la magnitude d'une telle influence s'est montré, en fin de compte, moindre que les effets de la méconnaissance des propriétés radiatives de la surface au sol.

L'accord entre les deux types d'information peut être jugé en termes de l'encadrement offert par les symboles noirs et blancs autour de la bissectrice. Cet encadrement issu de l'application des contenus en vapeur d'eau déduits des radiosondages semble plus satisfaisant (malgré le nombre réduit de points) que celui obtenu à partir de la prise en compte des estimations de obtenues à propos de ce contenu par l'intermédiaire des mesures photométriques. Les résultats présentés dans le diagramme inférieur semblent encadrer une autre ligne que la bissectrice affichée, soulevant le doute à propos d'une erreur

systematique dans une des étapes impliquées. Rappelons la figure 5.2, où les contenus en vapeur d'eau issus des radio-sondages sousestimaient systématiquement ceux déduits des mesures photométriques.

Outre la source des évaluations du contenu intégré en vapeur d'eau, les diagrammes de la figure 5.11 illustrent des estimations d'épaisseur optique de l'aérosol issues de l'analyse de l'imagerie METEOSAT-IR effectuée sur deux périodes distinctes de temps. Le diagramme supérieur présente les résultats obtenus à partir de la recherche des conditions de référence sur une période de 21 jours, beaucoup plus longue que celle prise en compte lors de l'interprétation des images prises entre 10<sup>h</sup> et 15<sup>h</sup> (quatre ou cinq jours, selon l'horaire et la disponibilité des données nécessaires), dont les estimations d'épaisseur optique sont affichées dans le diagramme inférieure. Le rôle joué par la durée de la période de recherche des conditions de référence peut se montrer à la fois systématique (p.ex., suite à la persistance de la présence des poussières) et aléatoire (en raison des différences entre les réponses de chaque cible).

L'analyse des différences entre les deux évaluations de l'épaisseur optique de l'aérosol ne nous semble pas directe. Les mesures effectuées sur le terrain fournissent des valeurs d'épaisseur optique suite à l'application d'une simplification bien fondée sur l'équation de transfert radiatif. L'interprétation des images METEOSAT-IR permet, par le concours de plusieurs étapes intermédiaires, d'estimer l'épaisseur optique qui, introduite dans un modèle météorologique, donne naissance à une différence entre deux luminances émergentes correspondant toutes les deux à des cycles diurnes reproductibles.

### 5.3.3 – Synthèse

L'intérêt apporté à l'association entre les variations subies par les luminances émergentes dans la région spectrale 10.5 – 12.5  $\mu\text{m}$  et le contenu en aérosol a été justifié auparavant comme moyen de réduire l'influence des facteurs non-aérosol (Legrand, 1990). Outre le contenu en vapeur d'eau et les propriétés radiatives de la surface au niveau du sol, l'impact du type de relief pourrait aussi être minimisé. Les images – différence constituerait un produit beaucoup plus parlant sur la présence d'aérosol que les images originales.

Les simulations présentée. dans notre quatrième chapitre ont mis en évidence que l'analyse des différences de luminance  $\Delta T_B$  peut, effectivement, réduire l'influence des facteurs non-aérosol dans certains cas. Ainsi, la figure 4.16 a affiché des différences en milieu de journée qui semblent être moins dépendantes du contenu intégré en vapeur d'eau que les luminances respectives. Cette figure a montré aussi l'importance des propriétés radiatives de la surface sur ces différences: pour un type d'aérosol

donné et sous des contenus constants en vapeur d'eau et en aérosol, les valeurs de  $\Delta T_B$  peuvent être distinctes d'une dizaine de fois l'incertitude associée aux mesures de luminance. En d'autres termes, un panache de poussières caractérisé par une épaisseur optique horizontalement uniforme pourrait présenter des valeurs  $\Delta T_B$  non-uniformes d'un élément d'image à l'autre, tout en dépendant des propriétés radiatives de la surface. La visualisation des panaches par l'intermédiaire des images – différence n'est pas mise en cause: il s'agit d'un aspect d'interprétation quantitative des données.

C'est sous cet angle que nos évaluations d'épaisseur optique à partir de l'imagerie METEOSAT-IR doivent être analysées. Nous avons retenu neuf cibles voisines autour de Tillabery, et l'interprétation des données acquises au-dessus d'elles a été effectuée le plus indépendamment possible: l'identification de la couverture nuageuse, la normalisation des luminances à un contenu unique en vapeur d'eau, la recherche des références, le calcul des différences, leur traduction en épaisseur optique de l'aérosol. Ces cibles sont en principe soumises aux mêmes conditions atmosphériques vis-à-vis de la présence des poussières, étant donné que le périmètre étudié correspond à une surface d'à peu près  $45 \times 45 \text{ km}^2$ : ainsi, le traitement de ces mesures de luminance revient à comparer neuf évaluations d'une même quantité.

La méconnaissance des propriétés radiatives associées à ces cibles a renforcé l'intérêt apporté à l'application du raisonnement consistant à traduire chaque différence  $\Delta T_B$  en un intervalle de valeurs. Rappelons qu'un tel intérêt était déjà présent, vu la méconnaissance de la granulométrie des particules en suspension et de leur répartition verticale. L'application de ce raisonnement simplifie d'une certaine façon la comparaison entre les résultats obtenus pour chaque cible, vu la possibilité de recoupement entre les intervalles de valeurs. Ce recoupement s'est montré très important, en rendant secondaire dans la plupart des cas les biais systématiques des résultats associés à des cibles distinctes.

L'observation de ce recoupement nous a permis de regrouper les résultats obtenus sur l'ensemble des neuf cibles lors de la comparaison avec les épaisseurs optiques déduites des mesures photométriques effectuées au niveau du sol simultanément à l'acquisition des images METEOSAT-IR analysées ici. L'accord entre les évaluations respectives s'est avéré dépendant de la source d'information concernant le contenu en vapeur d'eau. L'application de la méthode différentielle a donné naissance à des valeurs surestimées de ce contenu, en rendant plus importante l'influence de la normalisation des luminances à un contenu unique et par conséquent plus faibles les épaisseurs optiques de l'aérosol issues de l'imagerie. Les résultats affichés dans notre figure 5.11 ne représentent pas un test sur la fiabilité de la méthode différentielle; ils indiquent, avant tout, que l'interprétation de l'imagerie METEOSAT-IR en termes de contenu en aérosol est susceptible de fournir des résultats biaisés selon les valeurs prises en compte pour

le contenu en vapeur d'eau. Une deuxième interprétation pour les biais présents dans le diagramme inférieur de la figure 5.11 ferait appel à la durée de la période de recherche des conditions de référence; cependant, cet aspect du sujet n'est pas capable d'expliquer entièrement les biais de l'ordre de 0.5 (en épaisseur optique) vérifiés lors des situations atmosphériques relativement contaminées.

L'analyse de l'imagerie METEOSAT-IR à l'aide des simulations effectuées dans notre mémoire peut fournir des estimations réalistes de l'épaisseur optique de l'aérosol. Cet accord constitue un élément favorable à la validation de la voie entreprise ici pour l'évaluation de l'impact des poussières désertiques sur les luminances émergentes dans la région spectrale 10.5 – 12.5  $\mu\text{m}$ . Rappelons que cette comparaison prend en compte des conditions géophysiques — l'ensoleillement, le paysage au sol — semblables à celles rencontrées lors du déroulement de l'expérience ECLATS, dont certains résultats ont été incorporés dans les simulations sous la forme des conditions limites. La magnitude de l'impact des poussières sur les luminances semble correctement modélisée en milieu de journée, en rendant valable sous le point de vue pratique l'hypothèse qui consiste à attribuer une inertie thermique négligeable pour le système sol – atmosphère. L'acceptation de cette hypothèse n'est possible que dans des situations où les luminances émergentes sont composées principalement de rayonnement émis par le sol, vu les constantes de temps en jeu. Tel est le cas des comparaisons présentées ici, à juger par les conditions dans lesquelles l'expérience STARS-1 s'est déroulée.

La modélisation des profils de température et des luminances émergentes se montre conceptuellement plus simple durant la nuit, vu l'absence de l'ensoleillement et la presque absence de turbulence. Cependant, les résultats obtenus à propos de la dépendance entre les luminances et le contenu en vapeur d'eau sont moins satisfaisants que ceux correspondant en milieu de journée (revoir figure 5.6). Les simulations surestiment la magnitude du taux de variation  $\Delta T_B / \Delta W$ , comme si la transmittance associée à la vapeur d'eau était sousestimée. Cet aspect du sujet doit recevoir plus d'attention lors d'une suite éventuelle de nos investigations; parmi d'autres aspects, les propriétés optiques de la vapeur d'eau prises en compte à l'intérieur du code GBTDN — celui impliqué dans les calculs d'éclairement énergétique dans le domaine des grandes longueurs d'onde — méritent d'être mises à jour.

Ainsi, l'obtention de cycles diurnes reproductibles avec un modèle météorologique de méso-échelle nous a permis d'établir un procédé d'interprétation de données METEOSAT-IR capable de fournir des estimations réalistes en milieu de journée pour l'épaisseur optique de l'aérosol désertique. La généralisation de ce procédé à d'autres conditions géophysiques (notamment en qui concerne l'époque de l'année et le type de surface) demanderait la connaissance des conditions limites respectives à chaque cas particulier, telles que l'humidité dans le sol et la température à 1 mètre de profondeur.

La démarche appliquée en milieu de journée pour l'estimation de l'épaisseur optique de l'aérosol constitue une voie possible d'évolution des procédés d'analyse des images METEOSAT-IR sur la région Sahélienne en termes de la présence et du contenu en poussières. La mise en oeuvre de cette voie sur une telle étendue géographique ne peut pas être basée uniquement sur les informations aérologiques apportées par les radio-sondages effectuées ponctuellement toutes les 12 heures (Niamey, Bamako, Dakar, etc). Une alternative envisageable à l'heure actuelle est représentée par l'exploitation de l'imagerie METEOSAT-IR en collaboration avec les analyses synoptiques des champs d'humidité et de température de l'air distribuées par l'ECMWF (*European Centre for Medium-Range Weather Forecasts*, à Reading). Le développement de cette voie a déjà donné ses premiers pas (N'Doumé, 1993, pp.58-69).

— \* \* \* \* \* —

# Chapitre 6 – Conclusions et Perspectives

L'observation de la planète depuis l'espace permet d'accéder aux réponses intégrées du système sol – atmosphère face aux changements régionaux des paramètres géophysiques impliqués dans la définition des signaux mesurés en orbite. En considérant la région spectrale 10.5 – 12.5  $\mu\text{m}$ , les principaux paramètres constituent le contenu en vapeur d'eau, les propriétés radiatives de la surface et les particules dont l'ensemble forme l'aérosol. Le bilan énergétique du système sol – atmosphère est contrôlé par des processus physiques dont les réponses ne sont pas instantanées et dépendantes de la condition antérieure au moment où le changement a eu lieu. L'interprétation de données expérimentales devient une analyse des cas particuliers.

Nous avons pris la voie de simulation des cycles diurnes reproductibles comme une possibilité première, éventuellement la plus simple, d'étudier la réponse des luminances émergentes vis-à-vis des facteurs qui la contrôlent par l'intermédiaire de la simulation de cycles diurnes reproductibles. Ces cycles représenteraient les réponses du système sol – atmosphère si les processus définissant le bilan énergétique avaient une inertie thermique négligeable. Un certain parallèle pourrait être rappelé: les propriétés optiques de l'aérosol sont le plus fréquemment évaluées en considérant des petites sphères, tandis que dans la réalité la forme des particules échappe entièrement à une telle classification dans la plupart des cas. Etudier les luminances émergentes de la planète dans la région spectrale 10.5–12.5  $\mu\text{m}$  à l'aide de cycles diurnes reproductibles peut conduire à des résultats consistants avec l'observation dans certains cas de figure.

Nous avons présenté des résultats préliminaires. Les luminances émergentes sont dépendantes de plusieurs paramètres, dont leur impact a été retenu en première approximation lors de la comparaison avec les données expérimentales METEOSAT-IR.

Les luminances émergentes de la planète correspondant à la région spectrale 10.5 – 12.5  $\mu\text{m}$  ne constituent pas une information suffisante pour l'analyse quantitative de la présence d'aérosol au-dessus des terres émergées. Cette affirmation résume les analyses effectuées au long des chapitres 4 et 5 du présent mémoire: ces luminances sont affectées par différents processus physiques, radiatifs et non-radiatifs, à leur tour contrôlés par les caractéristiques du milieu compris entre quelques dizaines de centimètres de profondeur dans le sol et le sommet optique de l'atmosphère. L'interprétation de telles luminances comme des fonctions à plusieurs variables met en évidence le fait que la recherche du

contenu en aérosol ne peut pas négliger l'impact des autres paramètres en jeu. Sur le plan théorique, il s'agit d'un problème mal-posé, dont la solution dépend des hypothèses acceptées concernant toutes les autres variables.

Ces arguments peuvent justifier, et facilement, l'intérêt apporté aux informations exogènes à l'imagerie METEOSAT-IR pour que l'objectif en question soit atteint. Deux types d'informations semblent être exploitables à court terme à ce propos.

- L'emploi des mesures faites dans le domaine des courtes longueurs d'onde par le même radiomètre — l'imagerie METEOSAT-VIS, associée à la région spectrale  $0.5 - 0.9 \mu\text{m}$  — peut être double. D'une part, l'analyse conjointe des luminances  $L_{10.5-12.5\mu\text{m}}$  et  $L_{0.5-0.9\mu\text{m}}$  permet dans certains cas une identification moins ambiguë de la couverture nuageuse au cours des premières étapes du traitement des données. D'autre part, l'interprétation des images METEOSAT-VIS correspondant aux journées moins contaminées de la période d'étude pourrait fournir des valeurs indicatives pour la réflectance du sol, en constituant une information complémentaire à la sélection du jeu des résultats de simulation à prendre en compte pour l'analyse des données METEOSAT-IR.
- L'analyse quantitative des luminances émergentes de la planète dans la région spectrale  $10.5 - 12.5 \mu\text{m}$  dépend, dans la plupart des cas, de la connaissance des valeurs associées au contenu en vapeur d'eau dans l'atmosphère tout au long de la zone géographique d'intérêt. Les techniques de télédétection spatiale disponibles à l'heure actuelle ne sont capables de fournir ce type d'information qu'au-dessus des régions océaniques (p.ex.: SSM/I).

La synergie entre ces informations complémentaires et indépendantes pourrait augmenter, et d'une façon loin d'être négligeable, les perspectives opérationnelles de l'imagerie METEOSAT-IR comme moyen d'estimation du contenu en aérosol dans l'atmosphère.

— ★ ★ ★ ★ ★ —



juin 20 1994

50376  
1994  
131-2

N° d'ordre : 1333

50376  
1994  
131-2

# THESE



*présentée à*  
L'UNIVERSITE DES SCIENCES ET TECHNOLOGIES DE LILLE

*pour obtenir le titre de*  
**DOCTEUR DE L'UNIVERSITE**  
*spécialité*  
**LASERS, MOLECULES, RAYONNEMENT ATMOSPHERIQUE**

*par*  
**Artemio PLANA FATTORI**

**SIMULATION DE L'IMPACT DE L'AEROSOL DESERTIQUE  
SUR LES TEMPERATURES DE SURFACE DU SOL ET SUR  
LES LUMINANCES EMERGENTES DE LA PLANETE DANS  
LA REGION SPECTRALE 10,5-12,5 MICRONS.  
APPLICATION A L'INTERPRETATION DE L'IMAGERIE  
METEOSAT-IR  
(Volume II - Figures et Références)**

soutenue le 13 Juin 1994 devant la commission d'examen:

Mme.	J. LENOBLE	Professeur, Université de Lille I	Président
M.	J. H. JOSEPH	Professeur, Tel Aviv University	Rapporteur
M.	G. CAUTENET	Professeur, Université de Clermont-Ferrand II	Rapporteur
M.	J.-J. MORCRETTE	Chargé de Recherches, CNRS, ECMWF (Reading, UK)	Membre
M.	D. TANRE	Directeur de Recherches, CNRS, Univ. Lille I	Membre
M.	M. LEGRAND	Professeur, Université de Lille I	Membre

**U.F.R. de Physique Fondamentale  
LABORATOIRE D'OPTIQUE ATMOSPHERIQUE**

## SOMMAIRE (Volume II – Figures et Références)

- **Chapitre 1 –  
Introduction** ..... p.1
  
- **Chapitre 2 –  
Obtention de Cycles Diurnes Reproductibles avec un Modèle Météorologique de  
Mésos-Echelle** ..... p.7
  
- **Chapitre 3 –  
Impact de l'Aérosol Désertique sur le Bilan Radiatif au Sol et sur les Profils de  
Température** ..... p.27
  
- **Chapitre 4 –  
Impact de l'Aérosol Désertique sur les Luminances Emergentes de la Planète à  
10.5 – 12.5  $\mu m$ : Simulations avec le Code LOWTRAN-7** ..... p.55
  
- **Chapitre 5 –  
Estimation du Contenu en Aérosol Désertique par l'Interprétation Quantitative de  
l'Imagerie METEOSAT-IR** ..... p.78
  
- **Références** ..... p.90
  
- **Acronymes** ..... p.112

# Chapitre 1 – Introduction

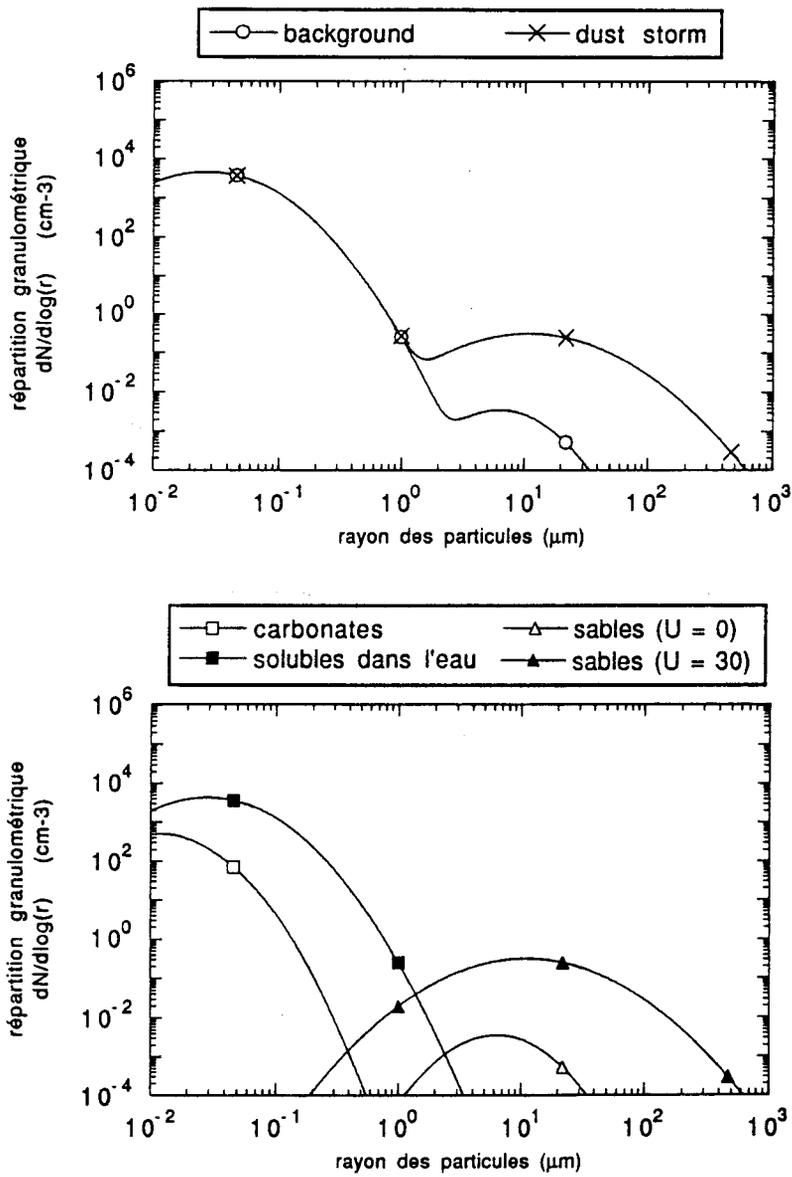


Figure 1.1: répartitions granulométriques associées aux deux modèles extrêmes d'aérosol désertique de Longtin *et al.* (en haut), et les répartitions associées aux composantes (en bas).



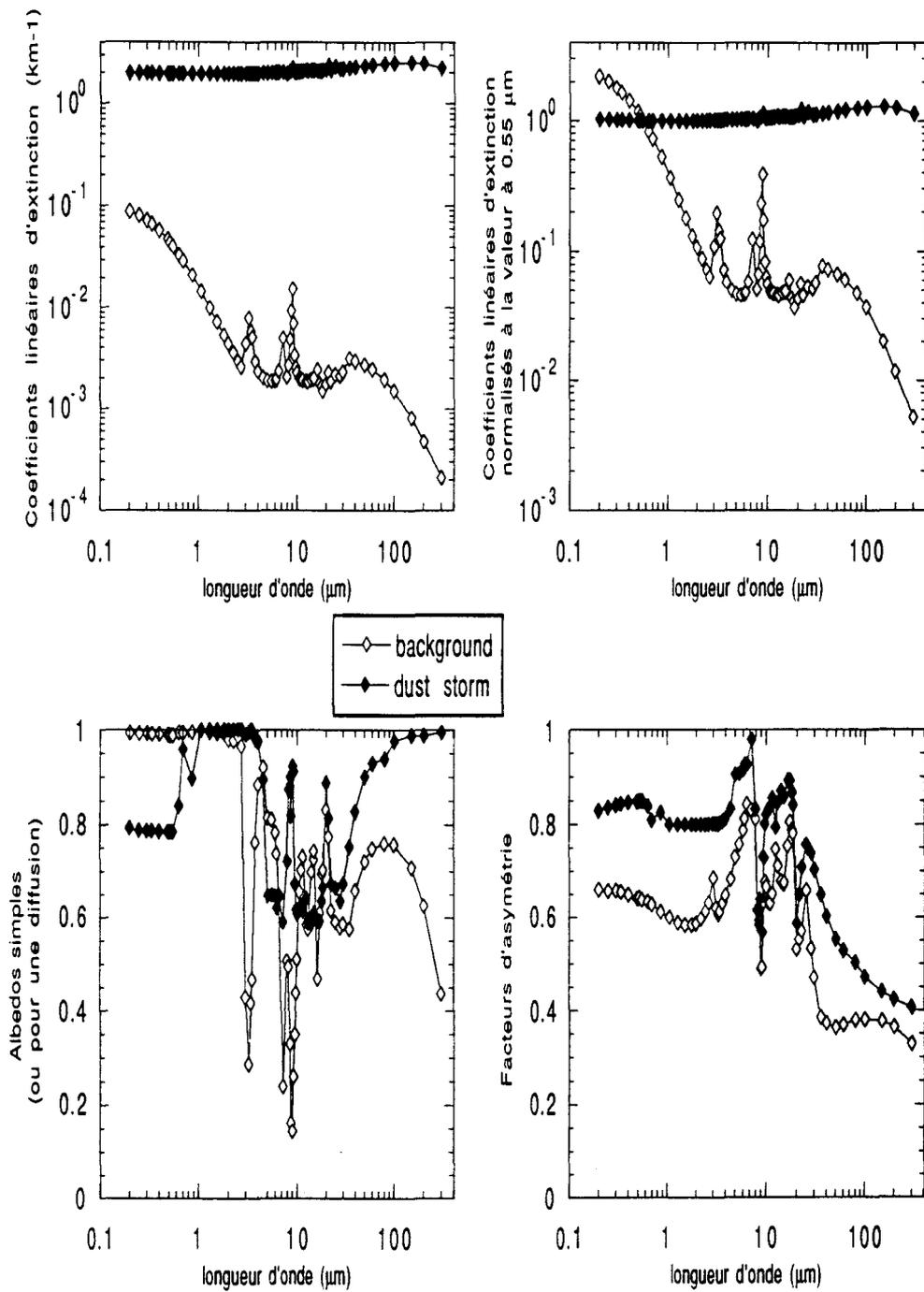


Figure 1.2: principaux paramètres optiques associés aux deux modèles extrêmes d'aérosol désertique proposés par Longtin *et al.*, *background* ( $U = 0$ ) et *dust storm* ( $U = 30 \text{ m.s}^{-1}$ ): coefficient linéaire d'extinction absolu (en haut à gauche) et normalisé à  $0.55 \mu\text{m}$  (en haut à droite), albedo simple (en bas à gauche) et facteur d'asymétrie (en bas à droite).



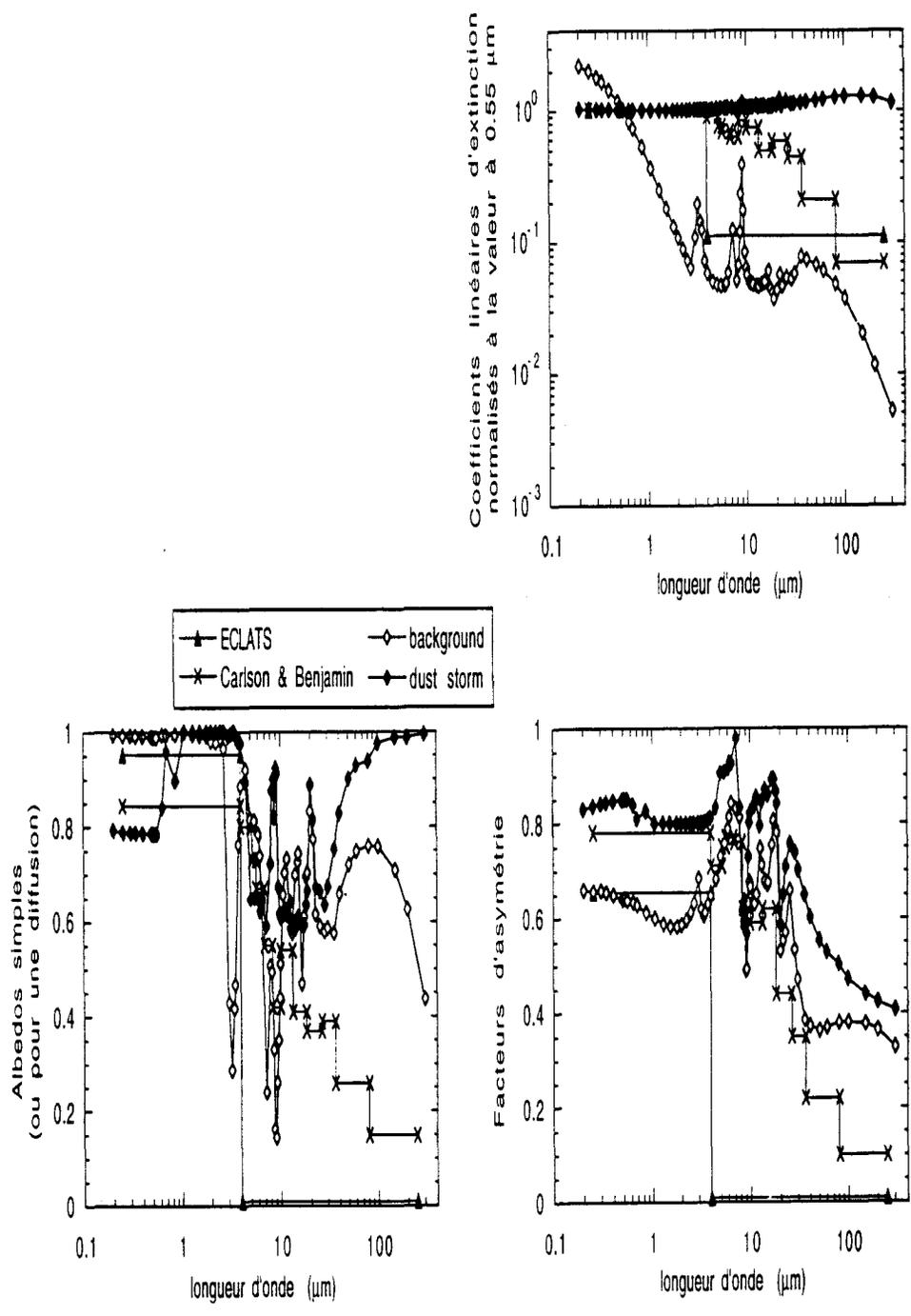


Figure 1.3: comparaison entre les quatre modèles d'aérosol désertique décrits ci-dessus, en termes de la dépendance spectrale de leurs propriétés optiques: coefficient linéaire d'extinction normalisé à  $0.55 \mu\text{m}$  (en haut à droite), albedo simple (en bas à gauche) et facteur d'asymétrie (en bas à droite).



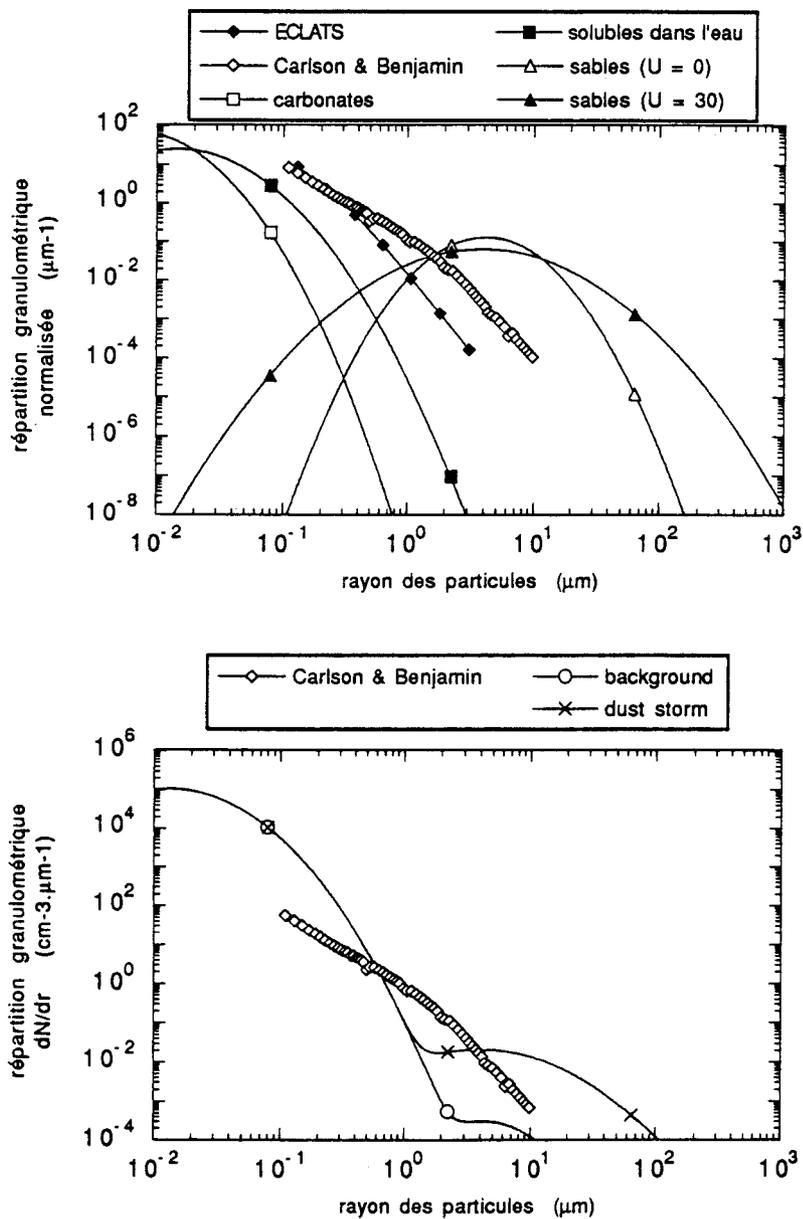


Figure 1.4: granulométries normalisées (en  $\mu\text{m}^{-1}$ ) associées aux modèles ECLATS et Carlson & Benjamin ainsi qu'aux composantes des modèles de Longtin *et al.* (en haut), et granulométries absolues (en  $\text{cm}^{-3} \cdot \mu\text{m}^{-1}$ ) associées aux modèles Carlson & Benjamin et de Longtin *et al.* (en bas).



**FIGURE 3.1**  
**Rayonnement net et bilan d'énergie à la surface**  
 (A : Jour, B : Nuit)

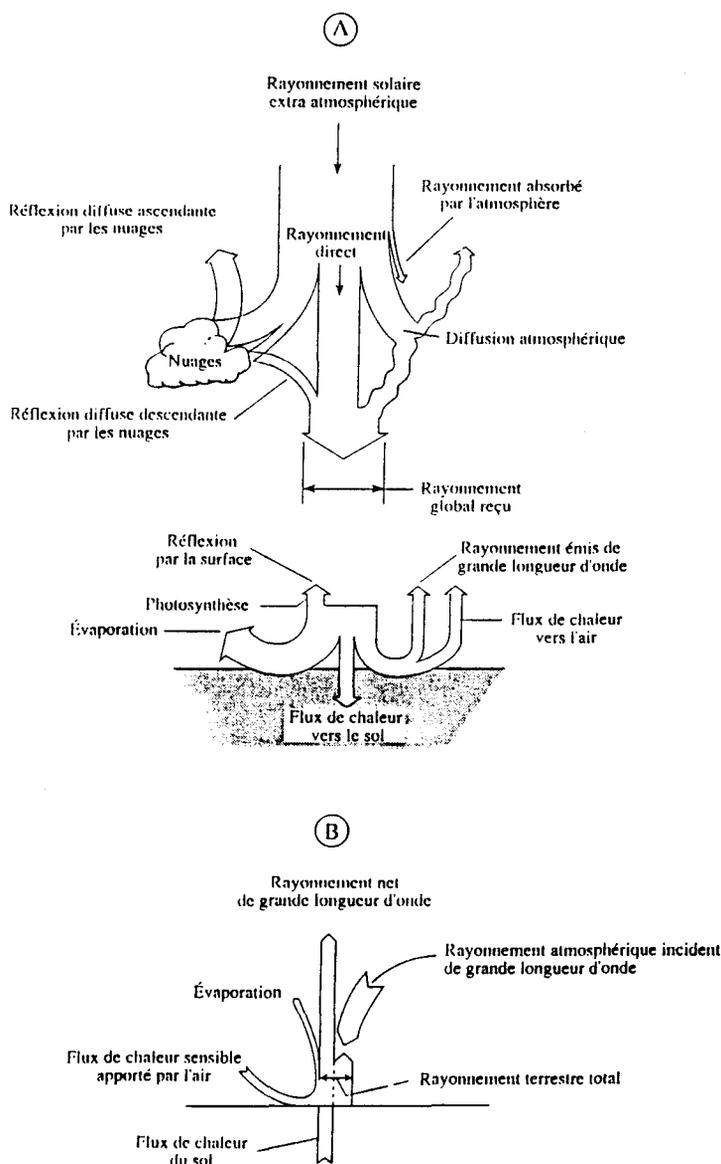


Figure 1.5: bilan énergétique au niveau du sol (extrait de Bonn & Rochon, 1992, p.62).



**Chapitre 2 –  
Obtention de Cycles Diurnes  
Reproductibles avec un  
Modèle Météorologique  
de Méso-Echelle**

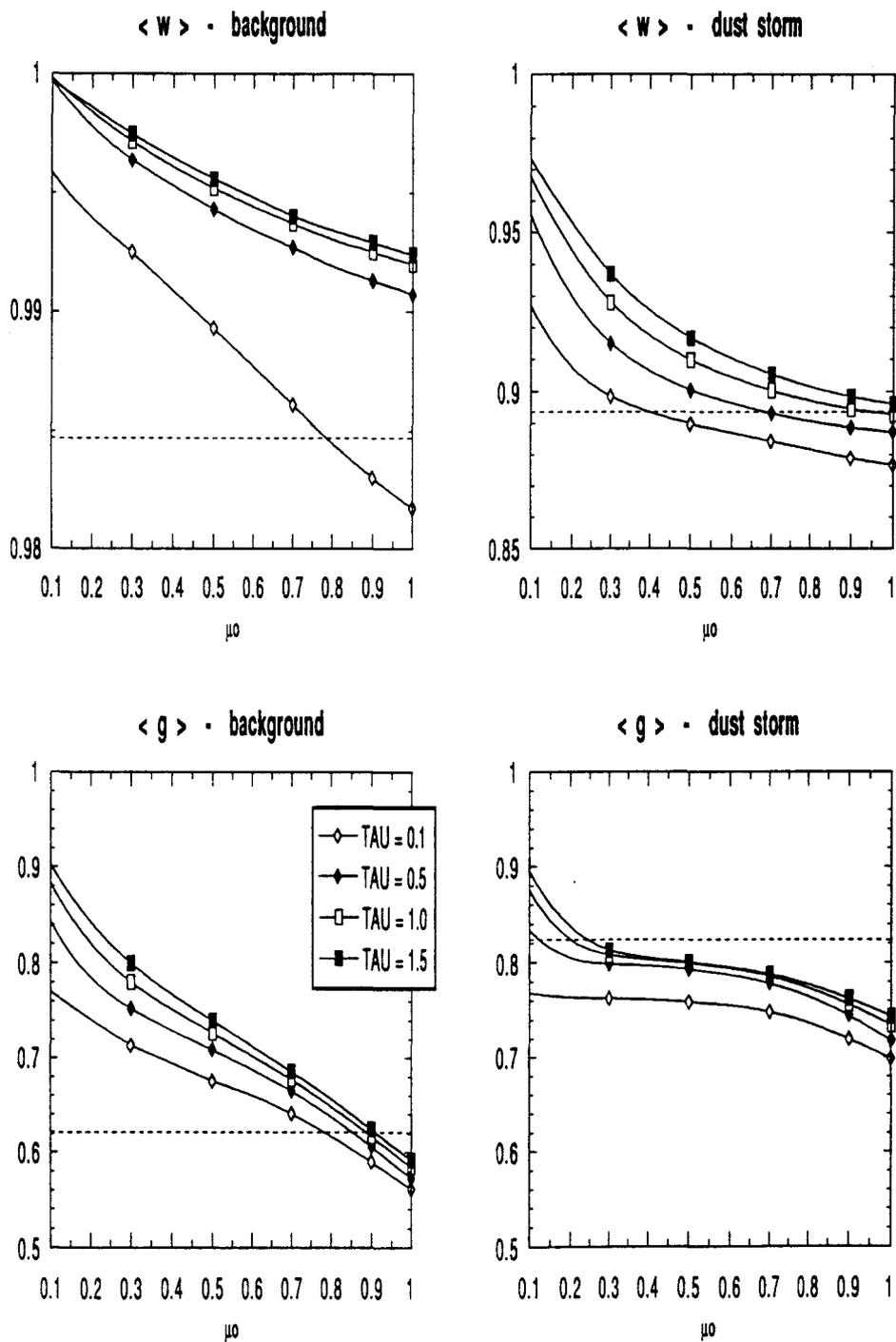


Figure 2.1: dépendances vérifiées pour les paramètres équivalents  $\hat{w}$  et  $\hat{g}$  associés aux deux modèles d'aérosol désertique vis-à-vis de deux variables du problème,  $\tau_{aer}^{0.55\mu m}$  et  $\mu_0$  (en traits pleins), et moyennes de Chandrasekhar sur les distributions spectrales respectives (en traits pointillés).

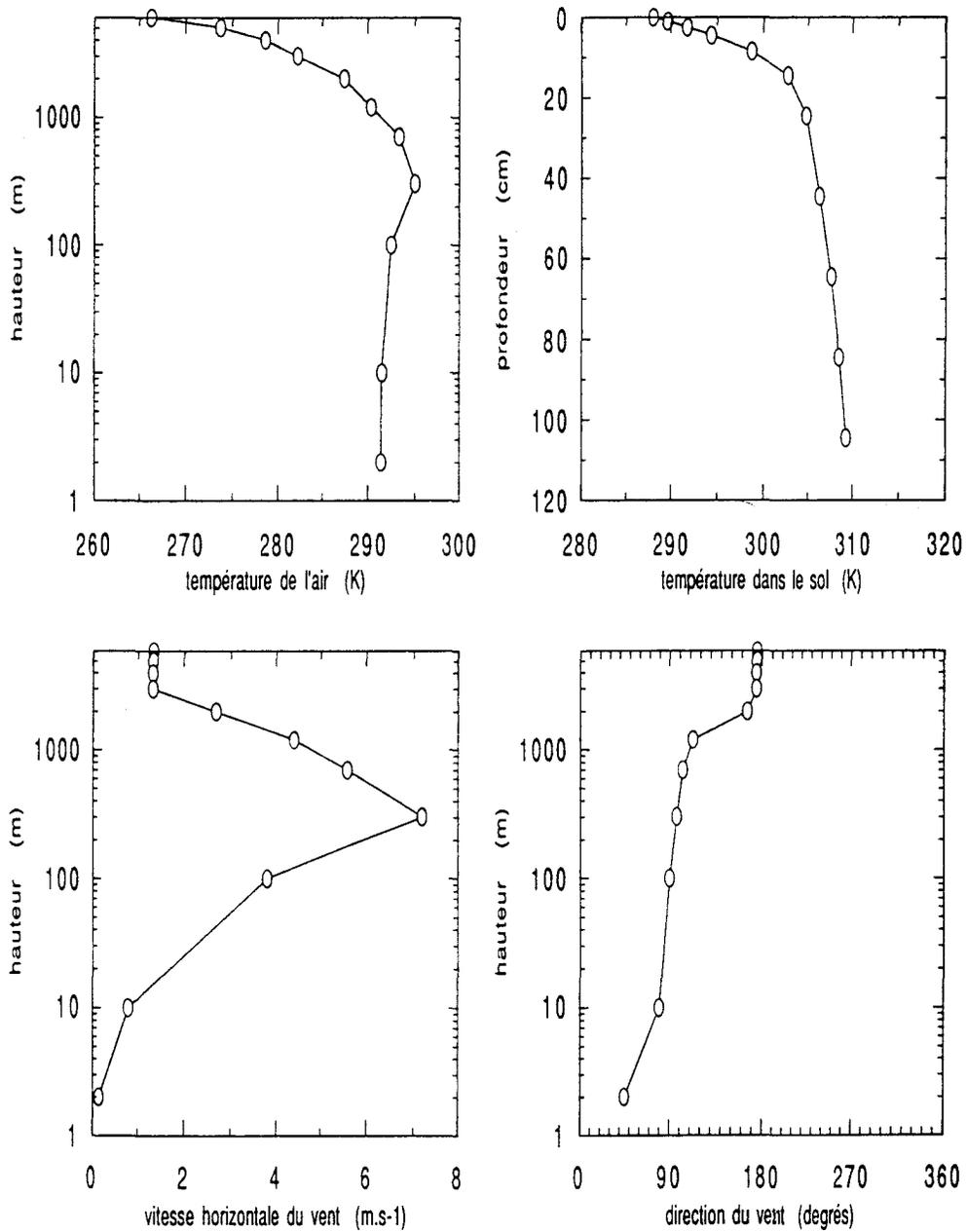


Figure 2.2: profils verticaux correspondants à la condition initiale dite principale dans ce mémoire: température de l'air, température dans le sol et à sa surface, vitesse horizontale et direction du vent. Cette dernière est ici présentée en suivant la convention utilisée en météorologie (direction d'origine, comptée à partir du Nord vers Est). La condition initiale en question correspond à un profil de vent de Nord-Est en surface qui devient peu à peu de Sud aux niveaux supérieurs.

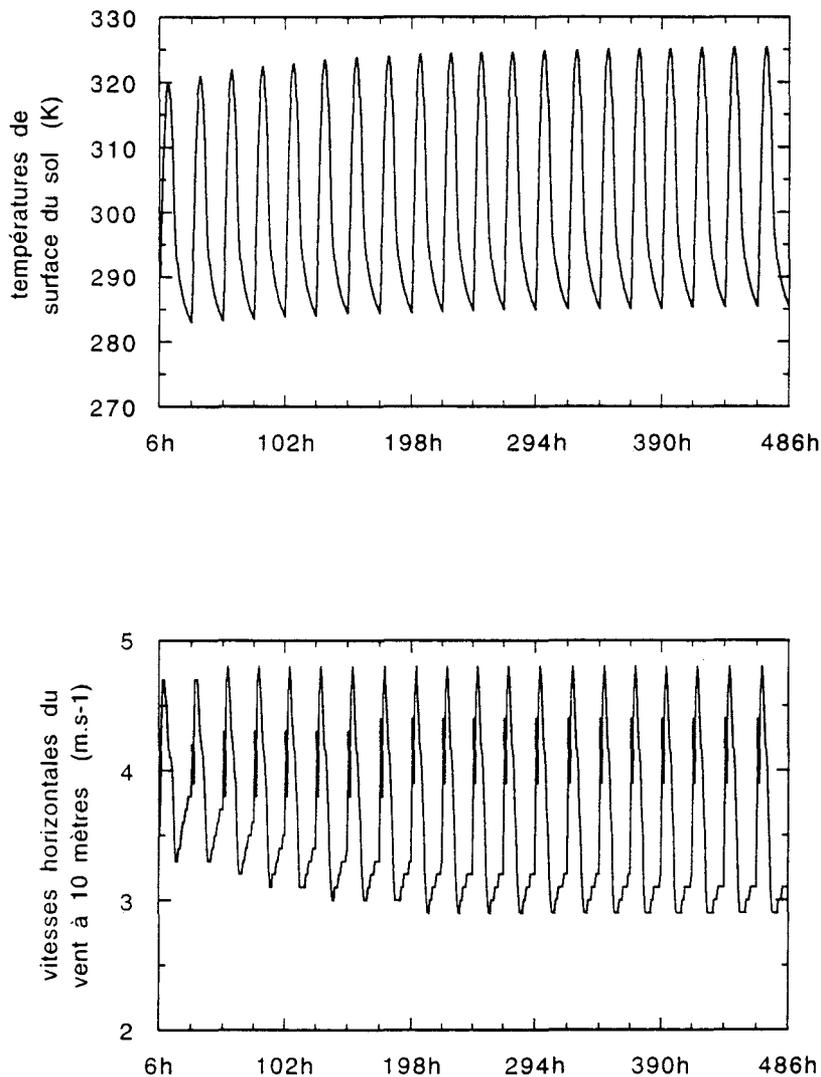


Figure 2.3: exemple d'évolution temporelle sur 20 jours de simulation pour la température de surface du sol (en haut) et pour la vitesse horizontale du vent à 10 m de hauteur (en bas), obtenu par l'application des mesures permettant de rendre "asymptotiquement stationnaire" la séquence de vingt cycles diurnes. Ces résultats correspondent au cas sec du tableau 2.3 . La magnitude de la vitesse horizontale est évaluée à partir des valeurs correspondant aux composantes  $\tilde{u}$  et  $\tilde{v}$  au niveau vertical d'intérêt.



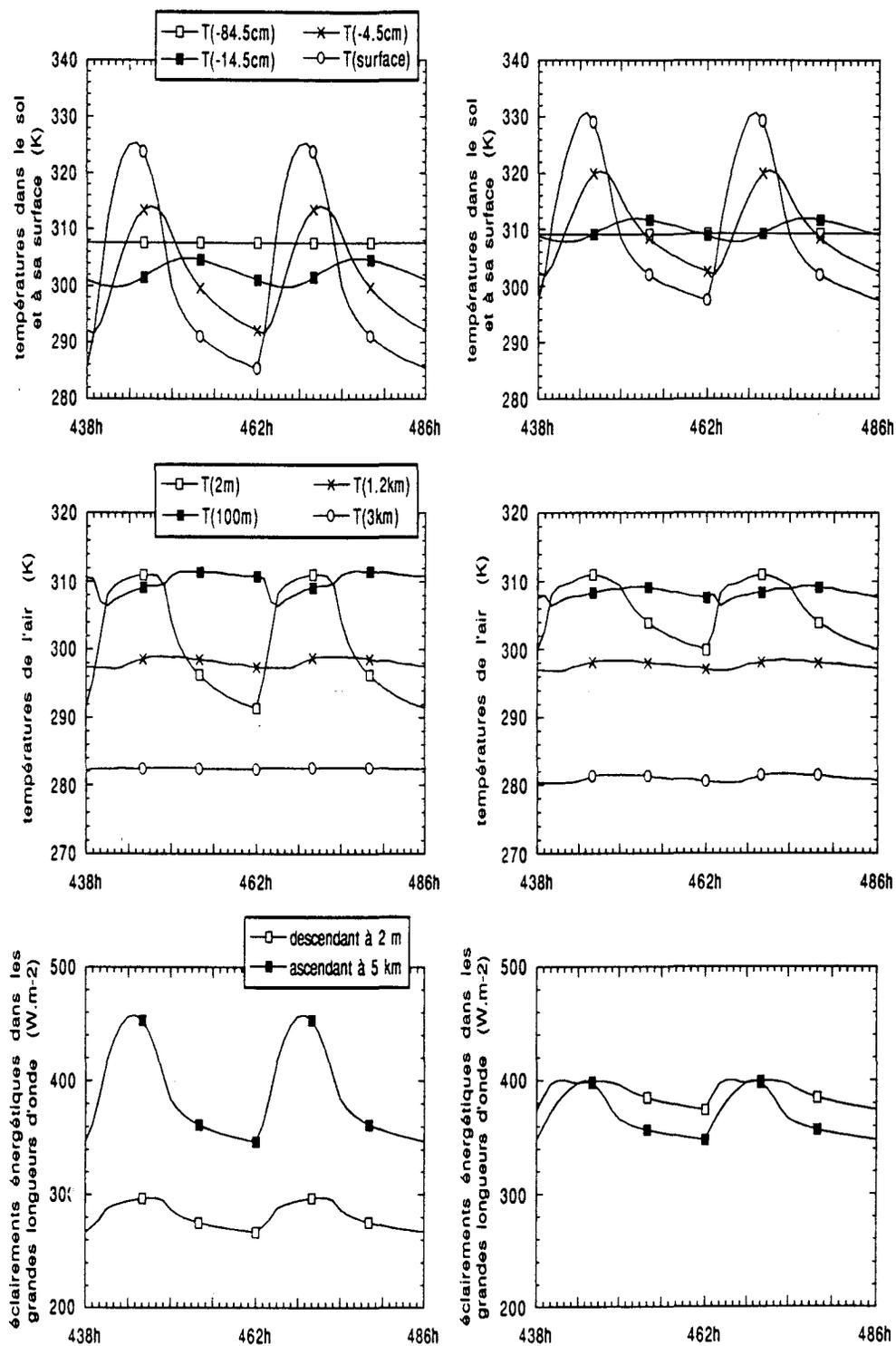


Figure 2.4: dix-neuvième et vingtième cycles diurnes de simulation obtenus pour les cas sec (environ  $0.66 \text{ g.cm}^{-2}$ , à gauche) et humide (environ  $3.57 \text{ g.cm}^{-2}$ , à droite), en l'absence d'aérosol et en considérant une même surface au sol, caractérisée par une réflectance de 0.25 et par une émissivité de 0.90. Les deux séries de diagrammes affichent, à certains niveaux verticaux, des températures et des éclaircissements dans le domaine des grandes longueurs d'onde.

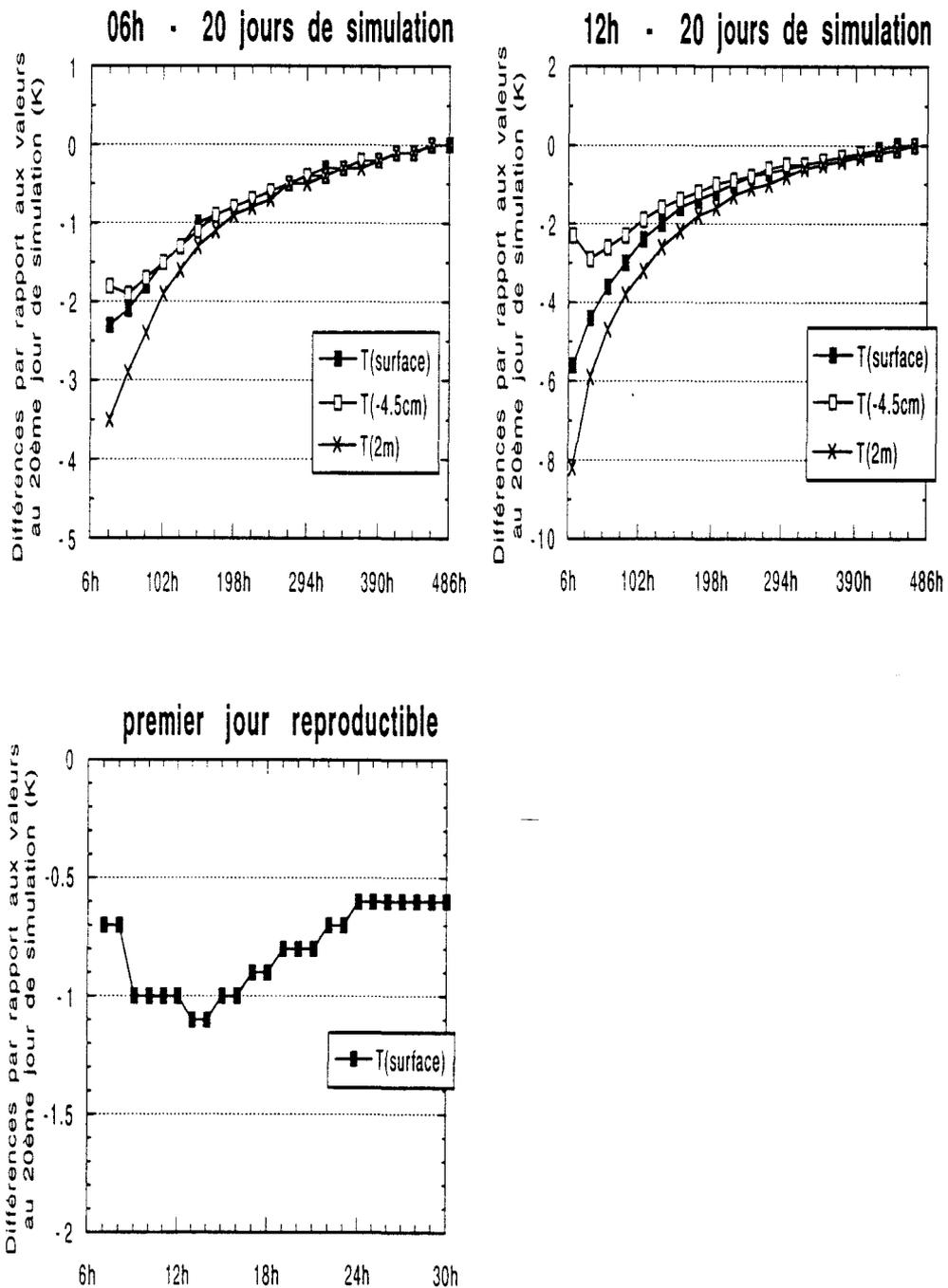


Figure 2.5: analyse des vingt jours de simulation correspondant au cas sec du tableau 2.3 . Les diagrammes du haut présentent les évolutions temporelles de la différence entre la température le jour indiqué et la valeur respective au vingtième jour de simulation, pour trois niveaux verticaux (4.5 cm de profondeur, surface du sol et 2 m de hauteur), à 06<sup>h</sup> du matin et à midi. Le diagramme du bas illustre cette même différence, seulement pour la température de surface du sol, tout au long du premier cycle diurne jugé reproductible (dans ce cas, le dixième jour de simulation).

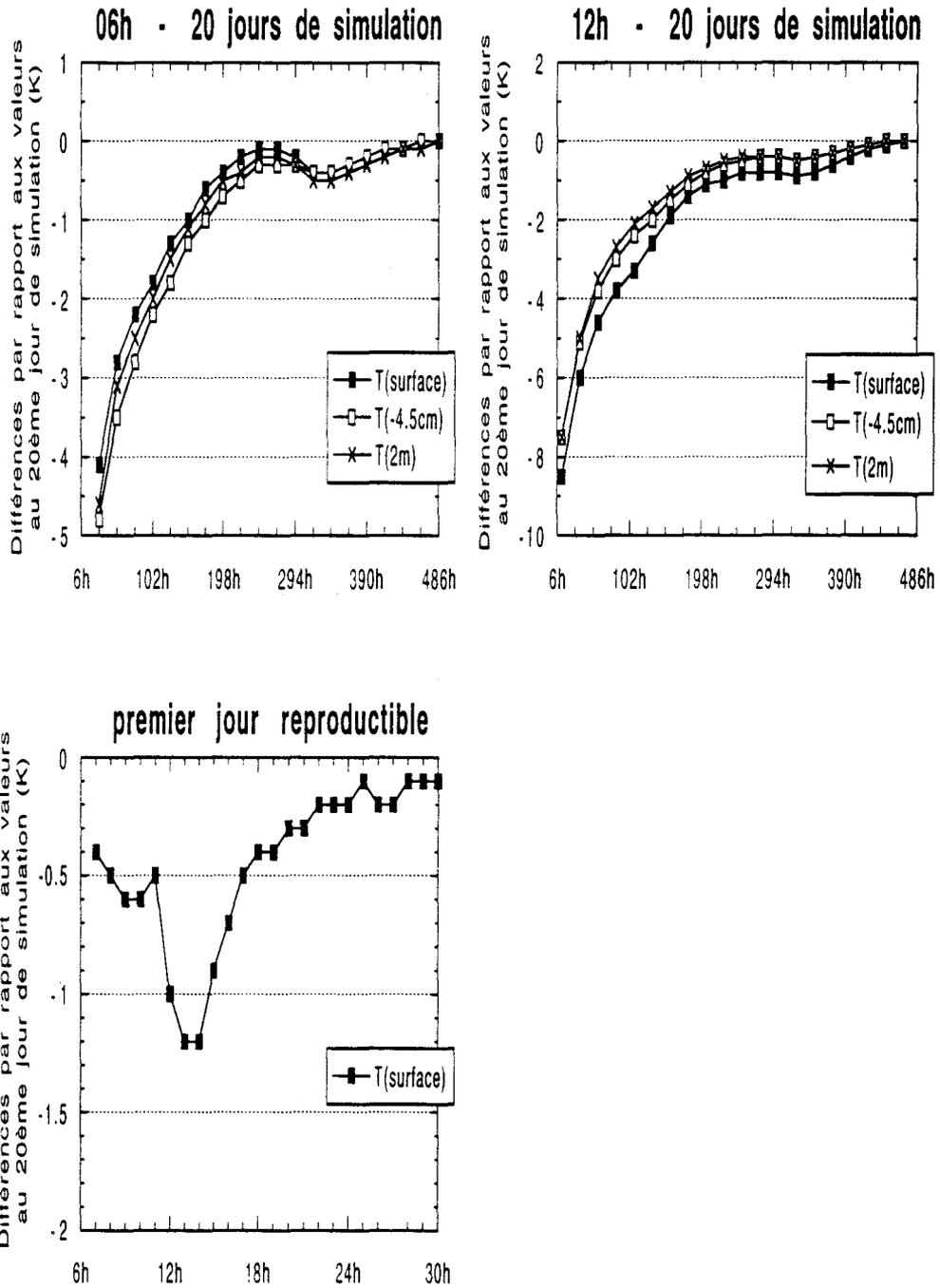


Figure 2.6: comme dans la figure précédente, mais pour le cas humide du tableau 2.3 . Le dixième jour de simulation a représenté, aussi pour ce cas, le premier cycle diurne jugé reproductible.



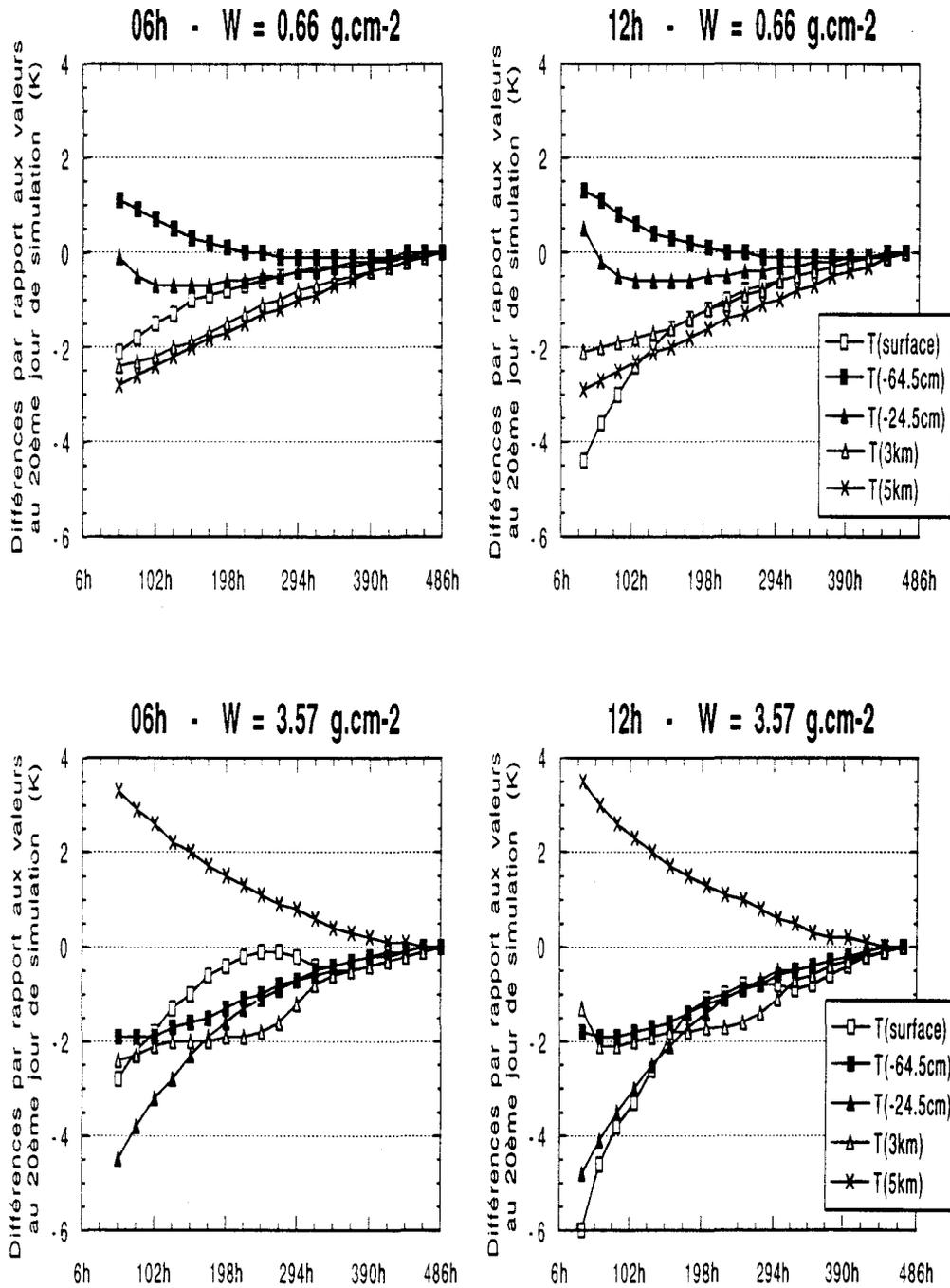


Figure 2.7: évolutions temporelles de la différence entre la température au jour concerné et la valeur respective au vingtième cycle diurne, tout au long de la période de simulation pour les cas sec (en haut) et humide (en bas) du tableau 2.3, à deux moments de la journée ( $06^h$  et midi) et à plusieurs niveaux de la grille verticale du modèle.



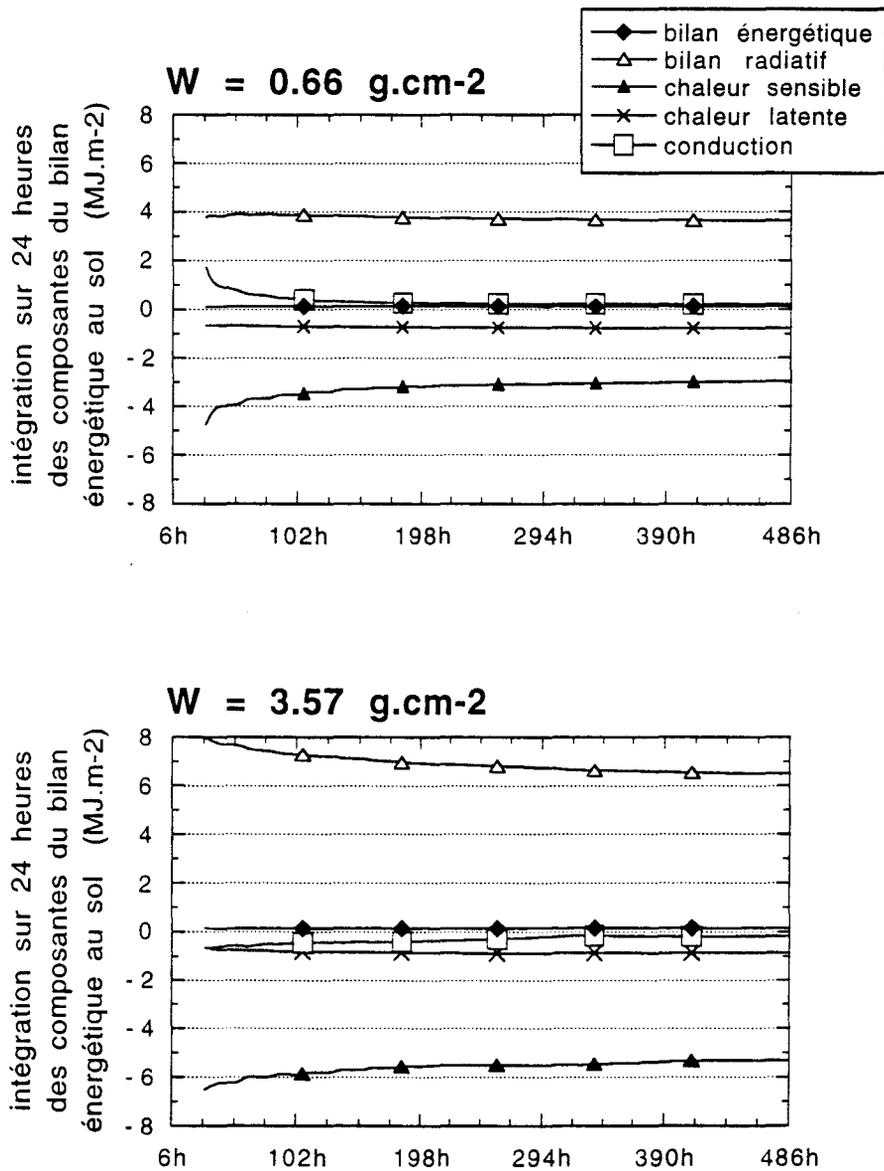


Figure 2.8: évolution temporelle, sur 20 jours de simulation, de l'intégration sur 24 heures du bilan énergétique au niveau du sol et de ses composantes: le bilan radiatif ( $R$ ), les transferts turbulents de chaleur sensible ( $H$ ) et de chaleur latente ( $LE$ ), et la conduction de chaleur vers le sol ( $G$ ). Ces résultats correspondent aux cas sec (en haut) et humide (en bas) du tableau 2.3 . Les intégrations ont été obtenues toutes les heures en prenant en compte les 24 heures précédentes, à compter du deuxième lever du jour de la séquence.

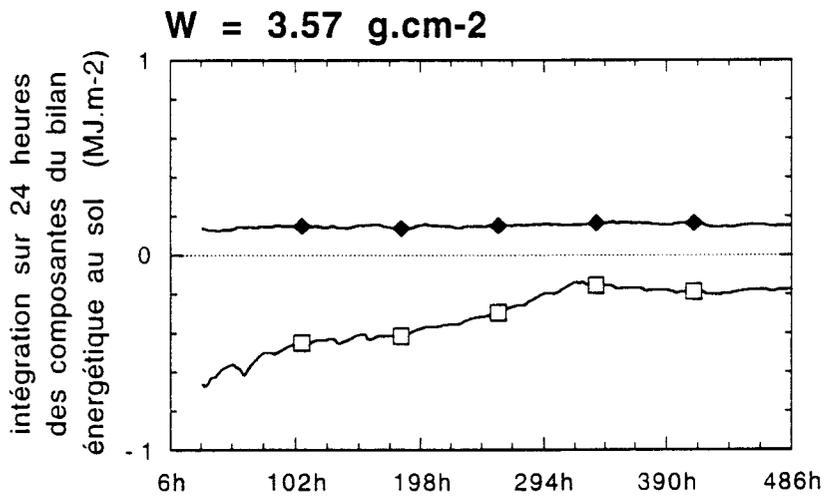
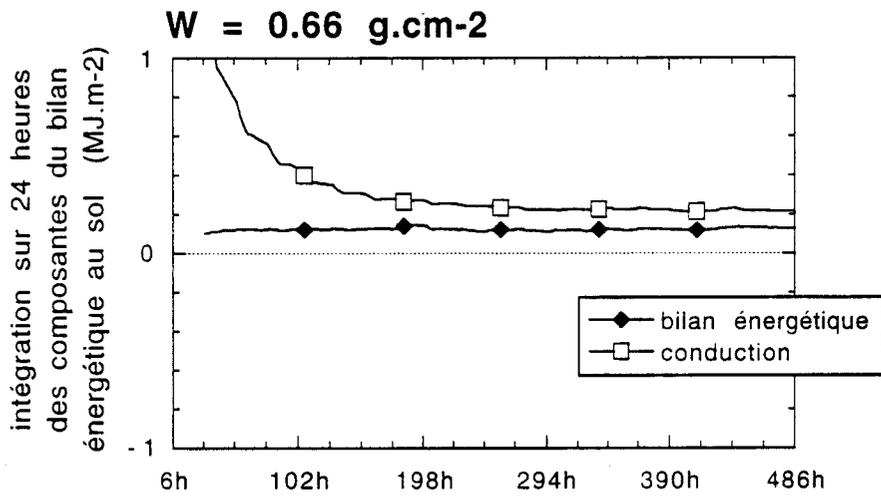


Figure 2.9: comme dans la figure 2.8, mais présentant seulement le bilan énergétique et le flux de conduction, tout en augmentant la résolution de l'échelle verticale.

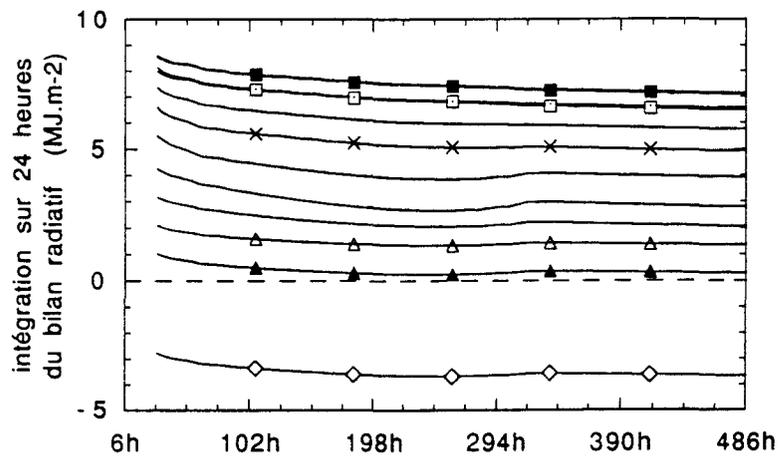
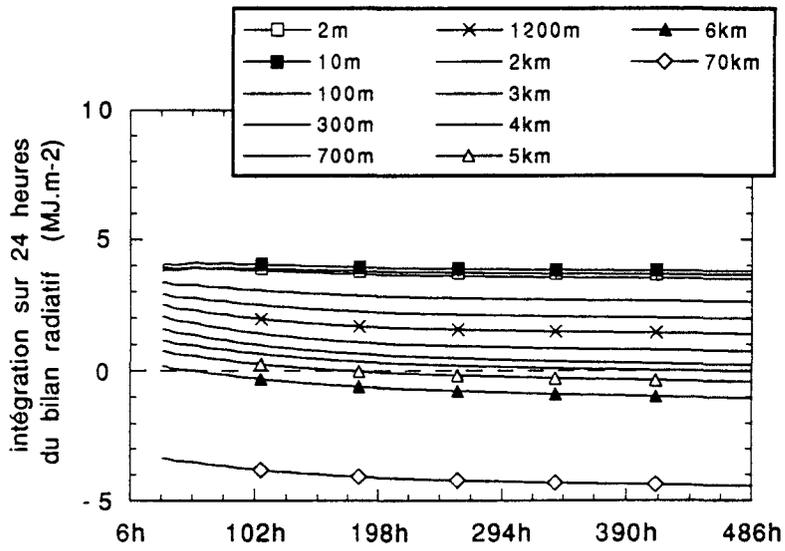


Figure 2.10: évolution temporelle de l'intégration sur 24 heures du bilan radiatif correspondant aux niveaux de la grille verticale du modèle ainsi qu'au sommet de l'atmosphère (70 km), durant les périodes de vingt jours de simulation relatives aux cas sec (en haut) et humide (en bas) du tableau 2.3 .



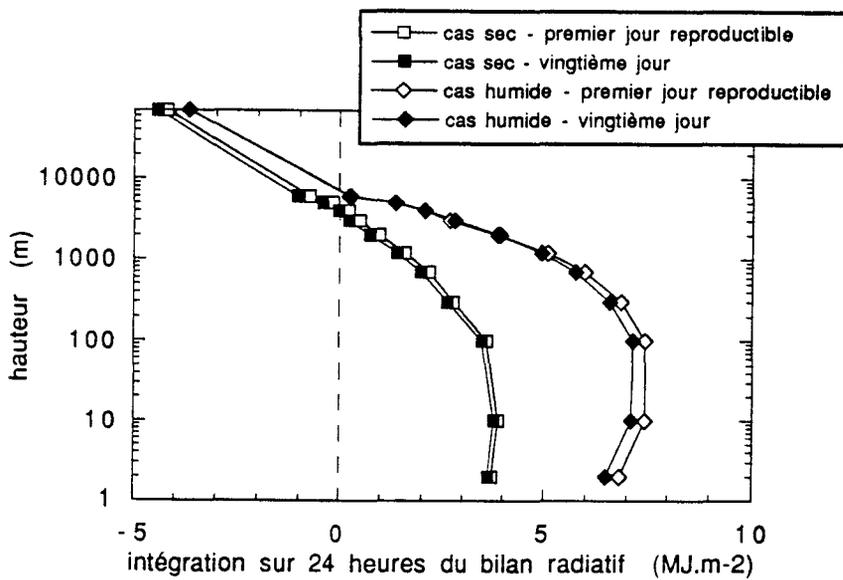


Figure 2.11: profils verticaux de l'intégration sur 24 heures du bilan radiatif entre le niveau du sol et le sommet de l'atmosphère, pour les cas sec et humide du tableau 2.3, à la fin du premier cycle diurne reproductible et à la fin de la période de simulation.

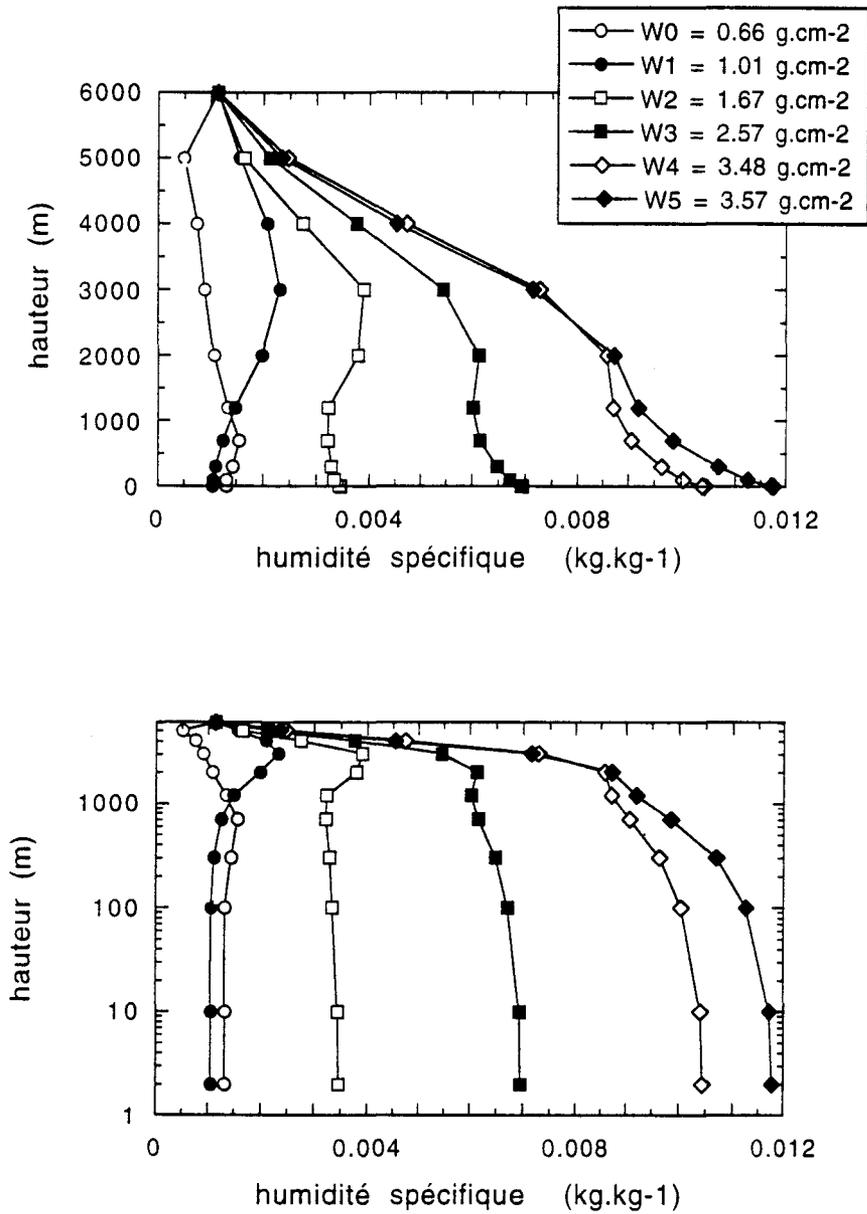


Figure 2.12: profils d'humidité spécifique correspondant aux six cas  $W_i$ ; pris en compte pour les résultats présentés dans le tableau 2.5 . Les mêmes profils sont illustrés en haut et en bas.



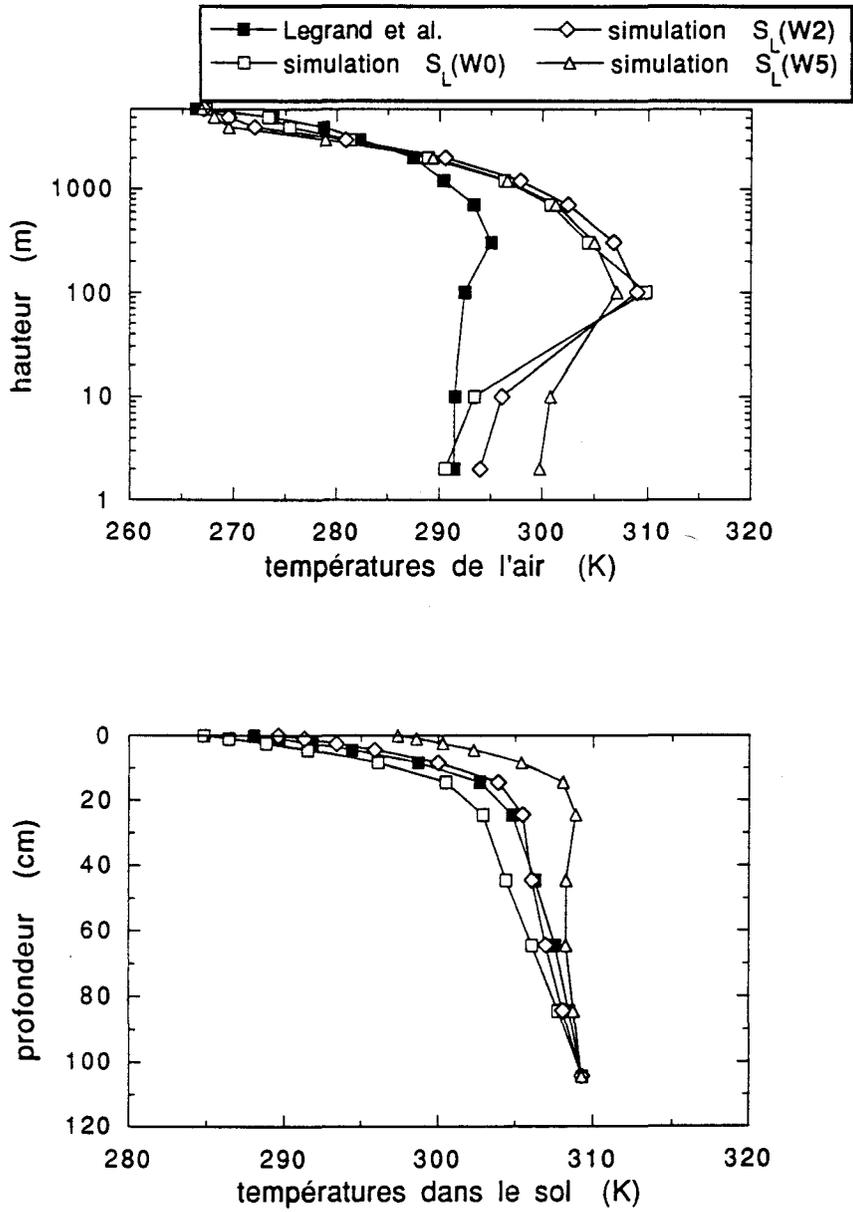


Figure 2.13: les quatre profils verticaux de température employés dans les tests à propos de l'importance du choix de la condition initiale adoptée au début de la période de simulation avec le modèle de méso-échelle. Les codes indiqués sont précisés dans le tableau 2.6 .

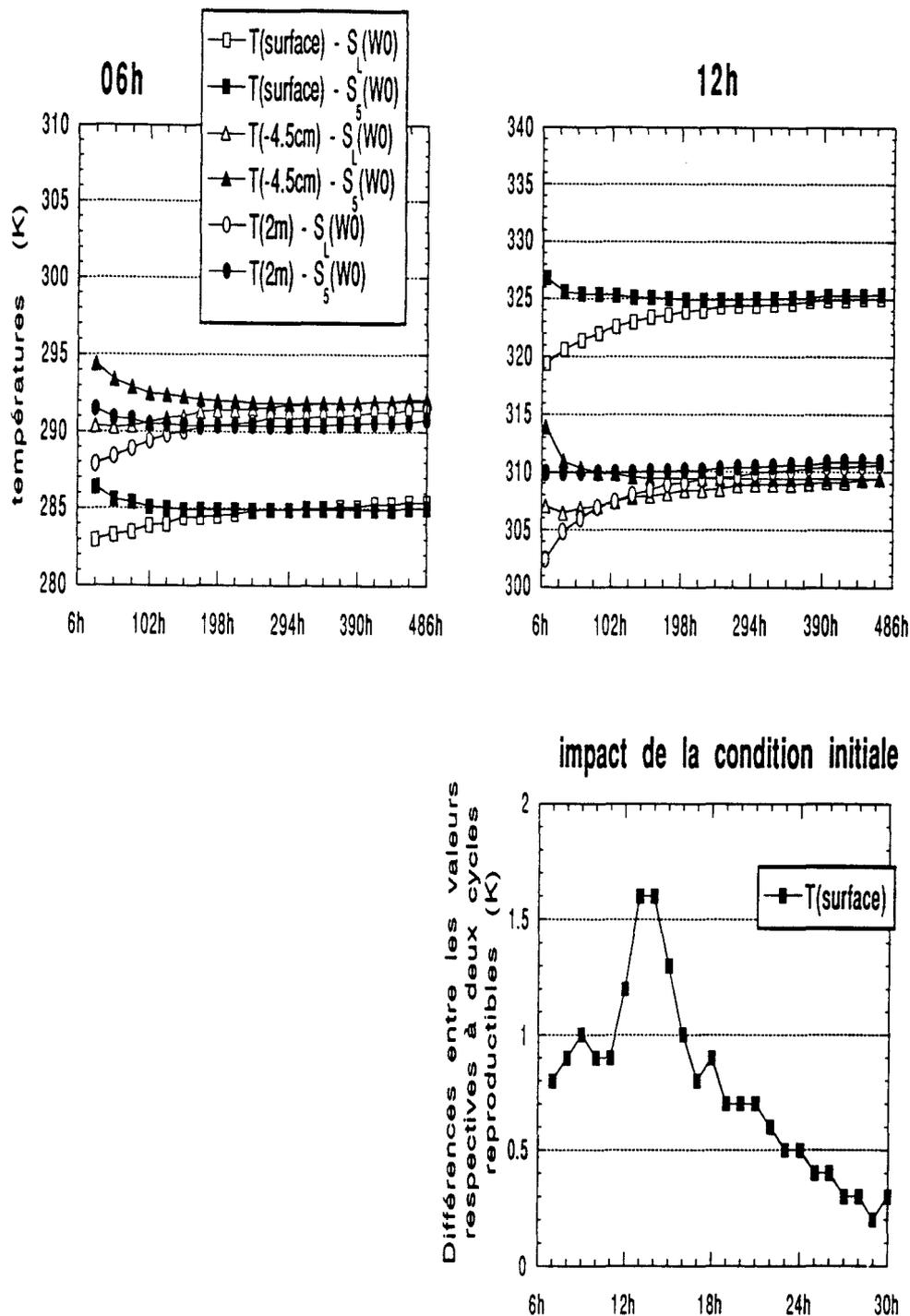


Figure 2.14: comparaison entre les résultats des simulations  $S_L(W_0)$  et  $S_5(W_0)$  (voir tableau 2.6), toutes les deux pour un même contenu intégré en vapeur d'eau mais à partir de deux conditions initiales distinctes. Les diagrammes du haut affichent les évolutions temporelles respectives sur 20 jours de simulation, à deux moments du cycle diurne, pour les températures à trois niveaux (2 mètres de hauteur, à la surface du sol et à 4.5 cm de profondeur). Le diagramme inférieur affiche la différence entre les deux premiers cycles diurnes reproductibles respectifs à ces deux simulations, en température de surface du sol et évaluée dans le sens  $S_5(W_0)$  moins  $S_L(W_0)$ .

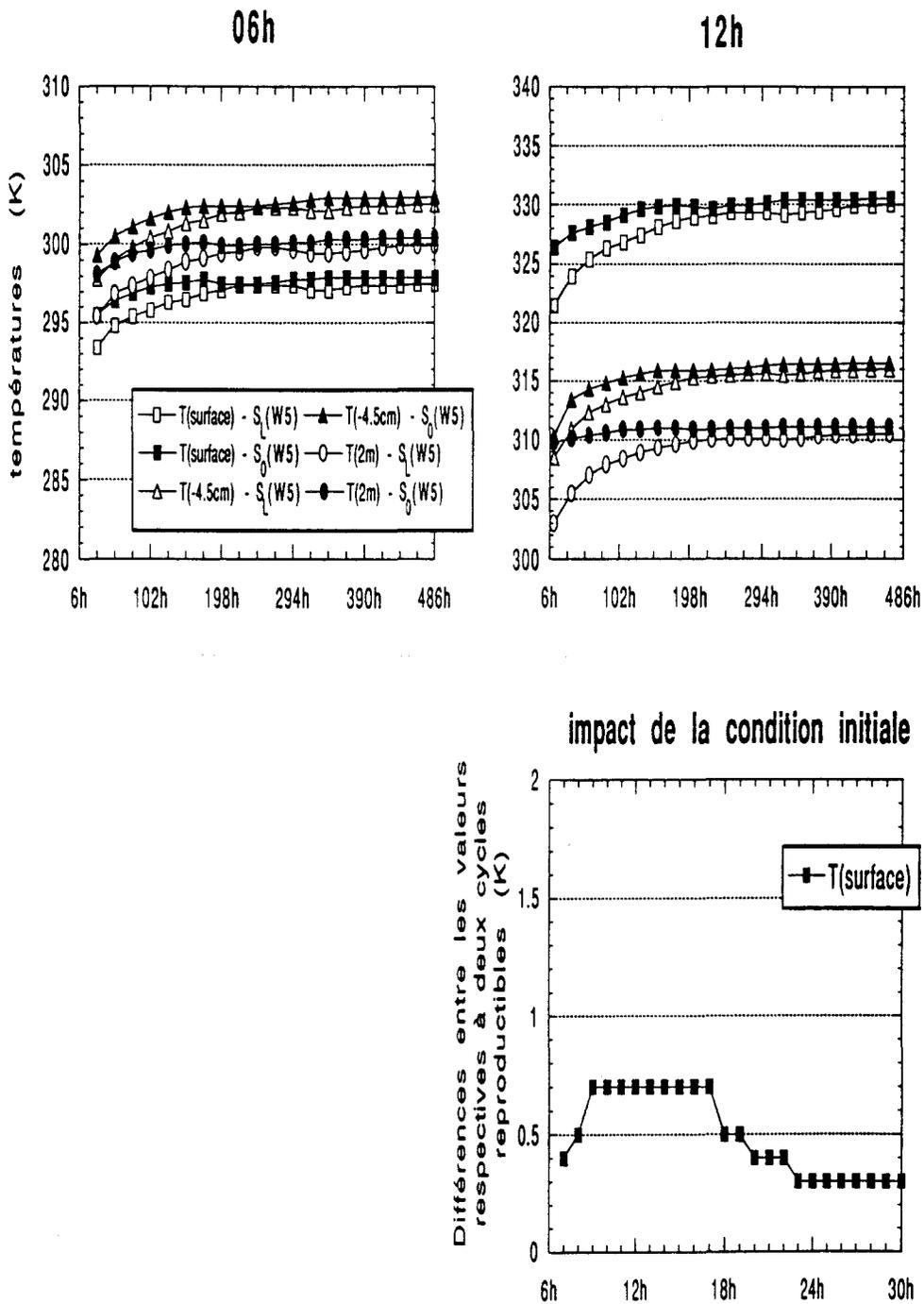
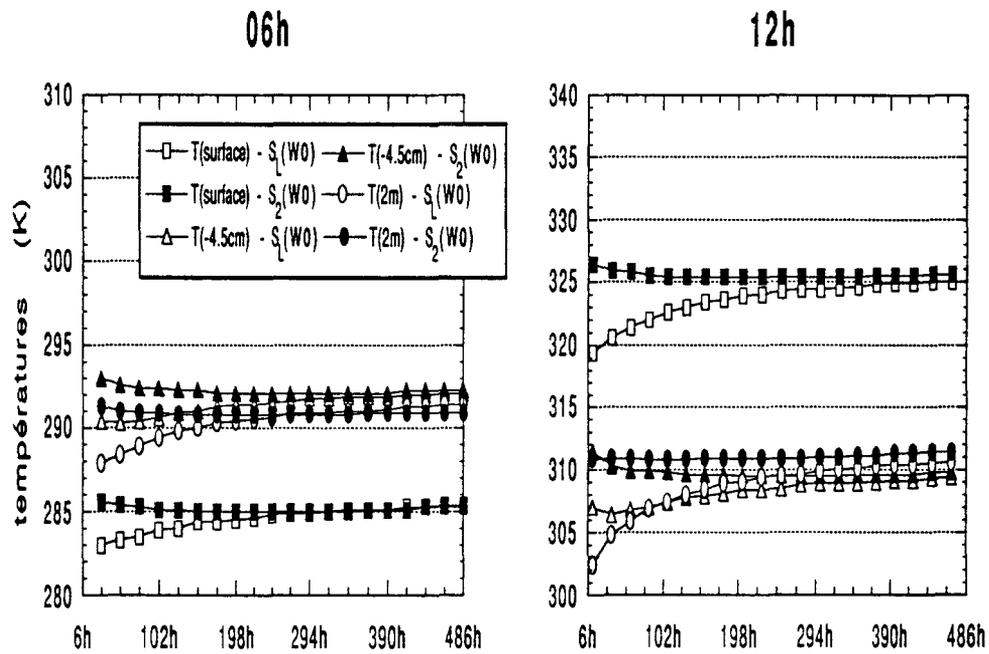


Figure 2.15: comme dans la figure précédente, mais en comparant les résultats des simulations  $S_L(W_5)$  et  $S_0(W_5)$  (voir tableau 2.6).



### impact de la condition initiale

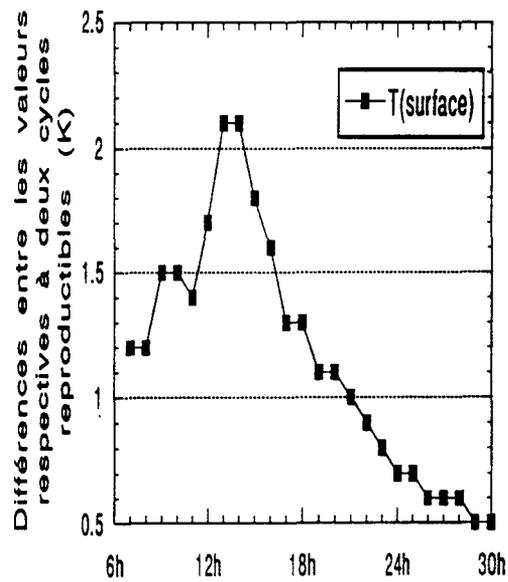


Figure 2.16: comme dans la figure précédente, mais en comparant les résultats des simulations  $S_L(W_0)$  et  $S_2(W_0)$  (voir tableau 2.6).



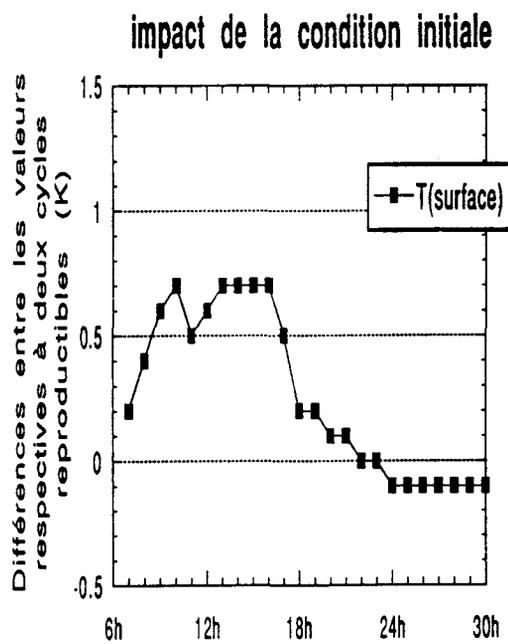
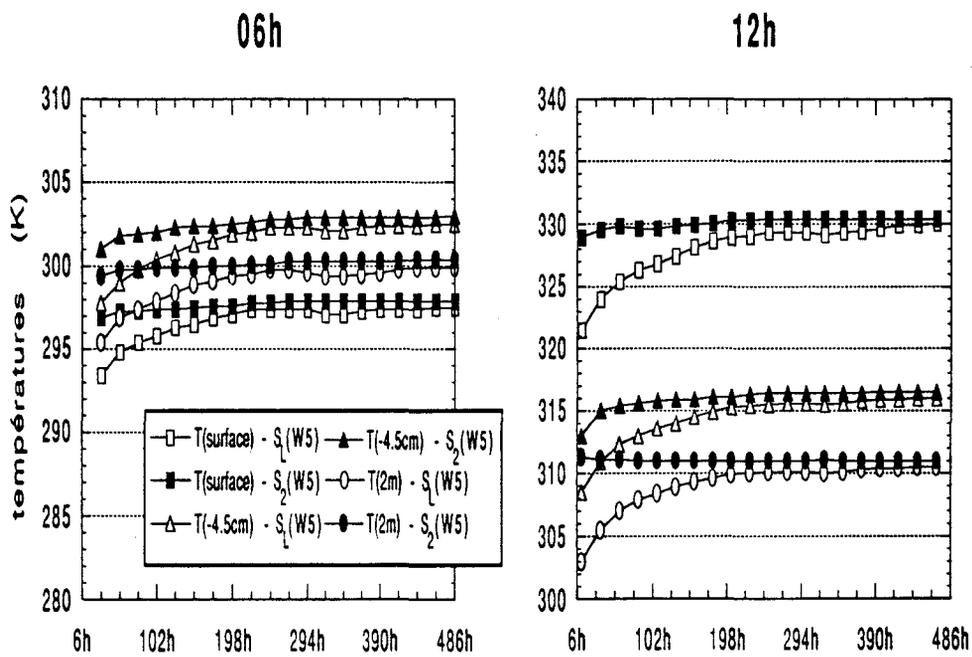
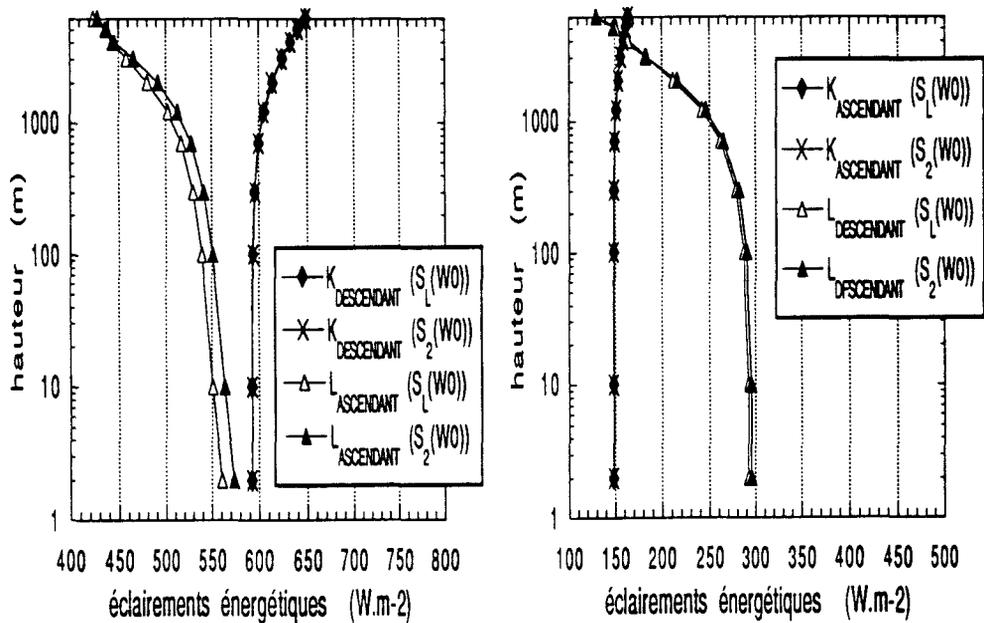


Figure 2.17: comme dans la figure précédente, mais en comparant les résultats des simulations  $S_L(W_5)$  et  $S_2(W_5)$  (voir tableau 2.6).





### impact de la condition initiale

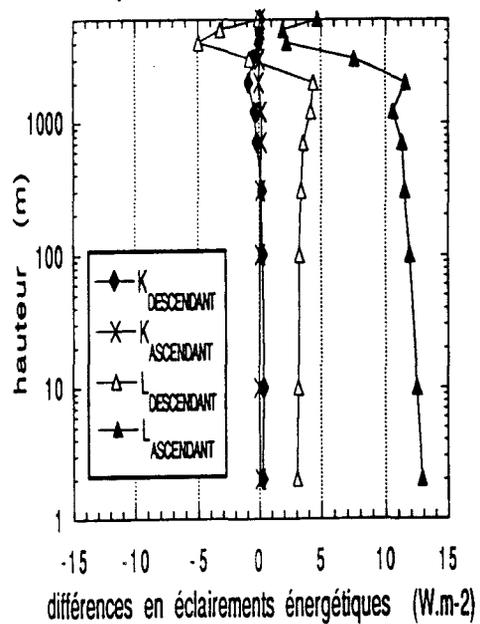


Figure 2.18: comparaison entre les profils verticaux des composantes du bilan radiatif issus des simulations  $S_L(W_0)$  et  $S_2(W_0)$  (en haut) et présentation des différences (en bas), celles-ci étant évaluées dans le sens  $S_2(W_0)$  moins  $S_L(W_0)$ .  $K$  et  $L$  dénotent respectivement les éclairagements énergétiques dans les domaines des courtes et des grandes longueurs d'onde. Cette comparaison prend en compte les résultats obtenus aux deux premiers cycles diurnes reproductibles de chaque simulation, à 15<sup>h</sup>.

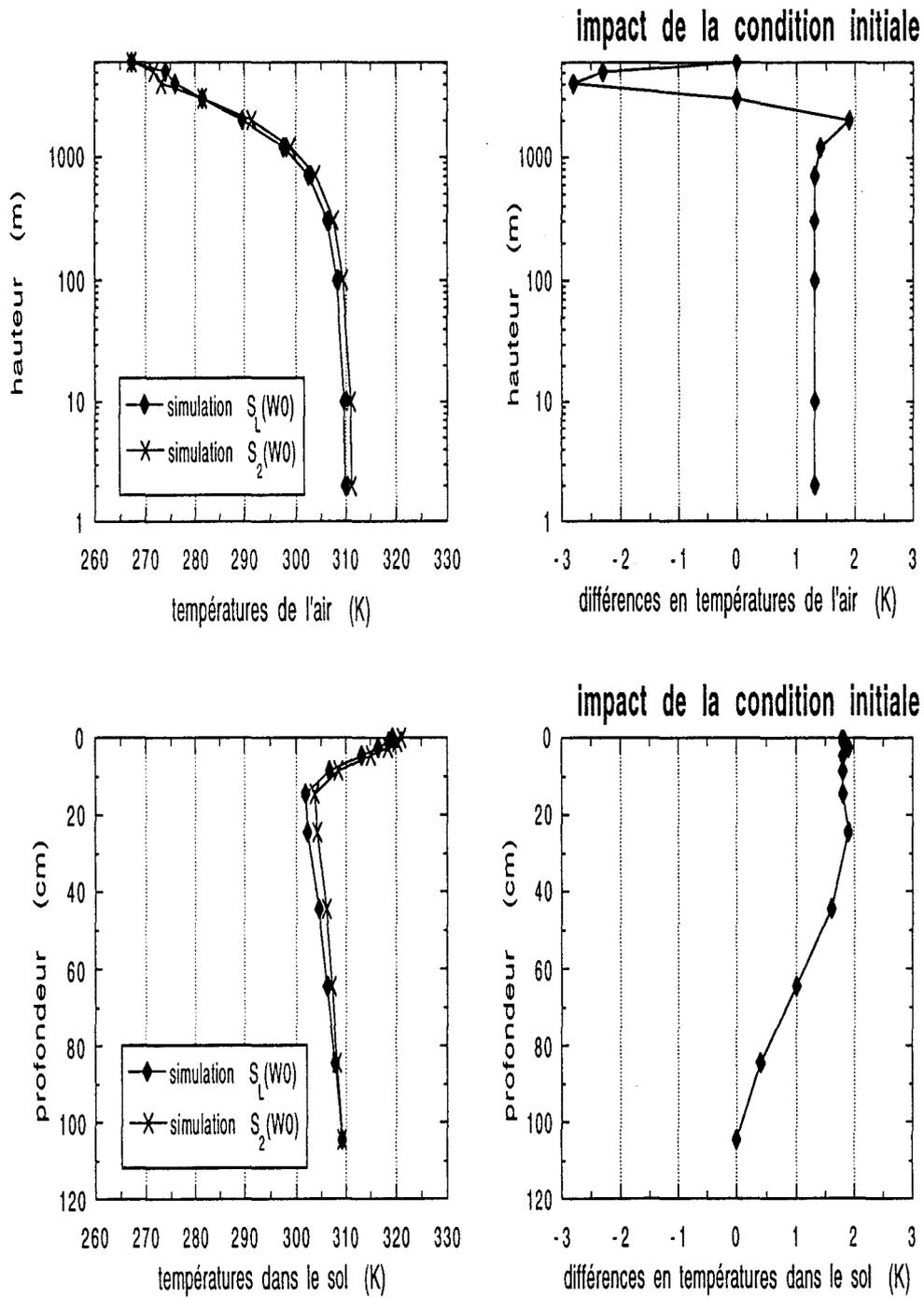
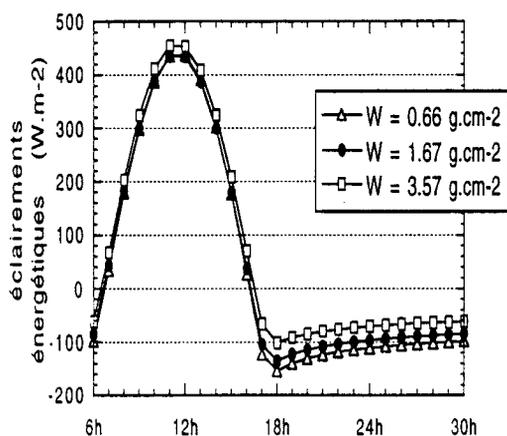


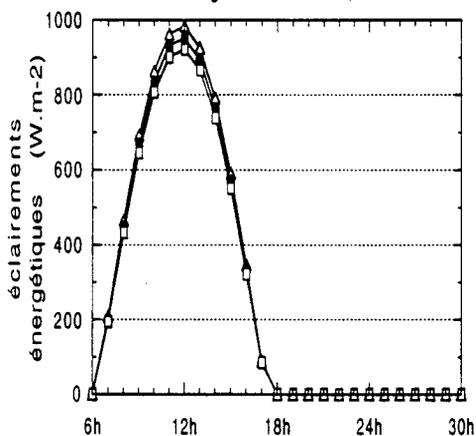
Figure 2.19: comme dans la figure précédente, mais en comparant les températures de l'air (en haut) et dans le sol (en bas).

**Chapitre 3 –  
Impact de l'Aérosol Désertique  
sur le Bilan Radiatif au Sol et  
sur les Profils de Température**

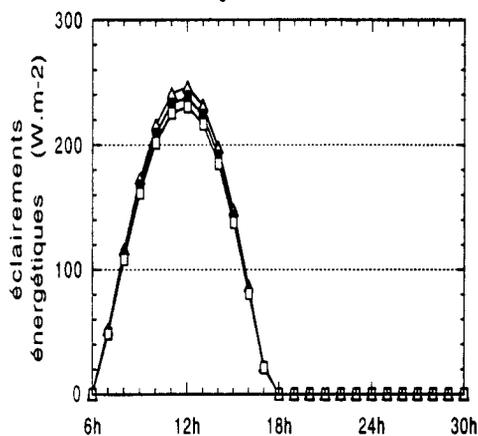
### bilan radiatif au sol



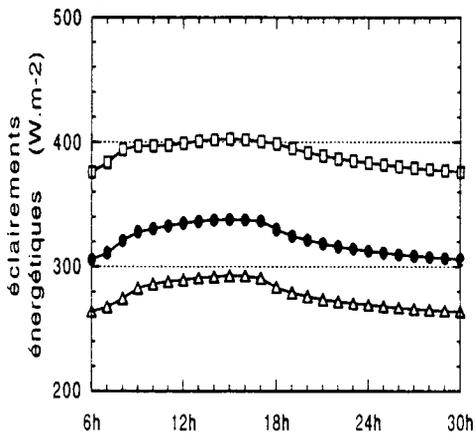
#### courtes longueurs d'onde, descendant



#### courtes longueurs d'onde, ascendant



#### grandes longueurs d'onde, descendant



#### grandes longueurs d'onde, ascendant

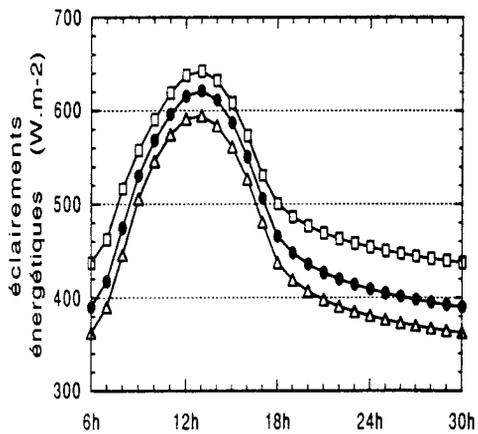


Figure 3.1: cycles diurnes du bilan radiatif au sol et de ses composantes, obtenus pour trois contenus en vapeur d'eau ( $W$ ), en l'absence d'aérosol.



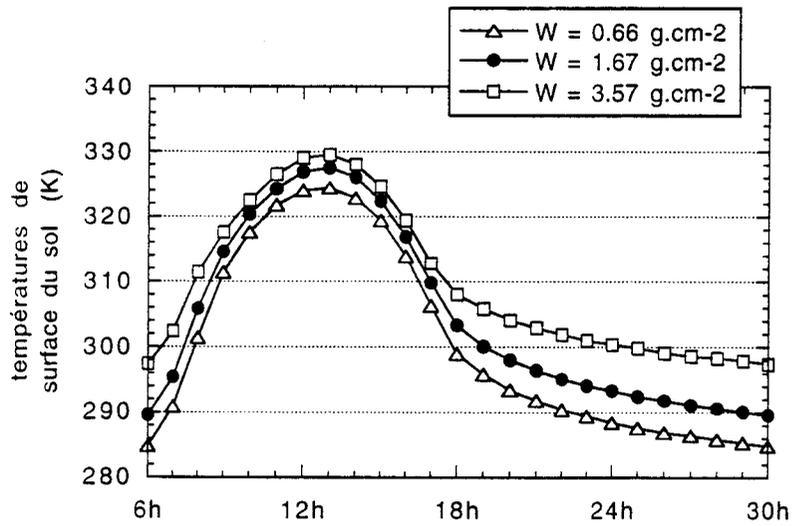


Figure 3.2: cycles diurnes de la température de surface du sol obtenus pour trois contenus en vapeur d'eau ( $W$ ), en l'absence d'aérosol.

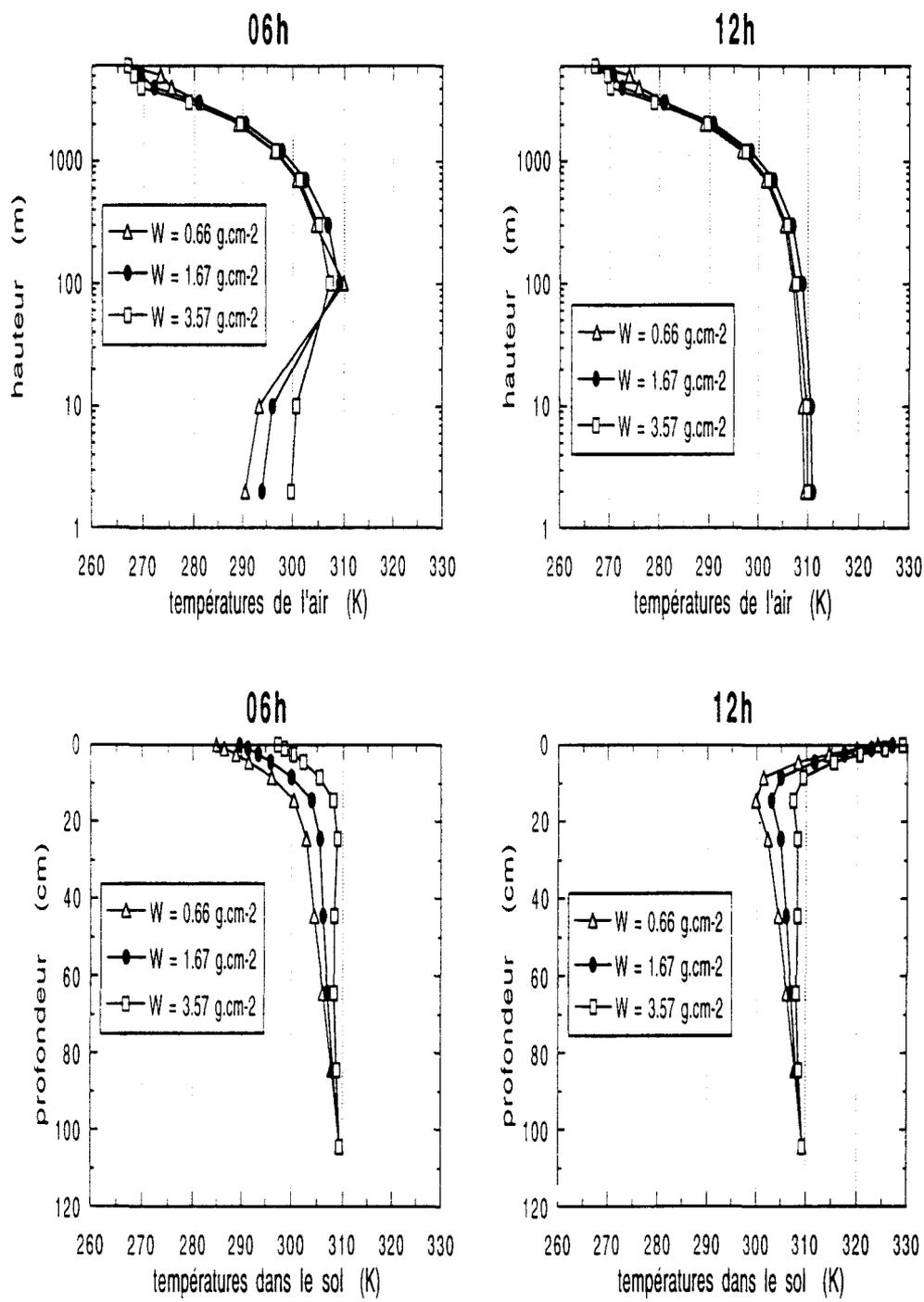


Figure 3.3: profils verticaux de température de l'air (en haut) et dans le sol (en bas) à 06<sup>h</sup> du matin (à gauche) et à midi (à droite), obtenus pour trois contenus en vapeur d'eau ( $W$ ), en l'absence d'aérosol.

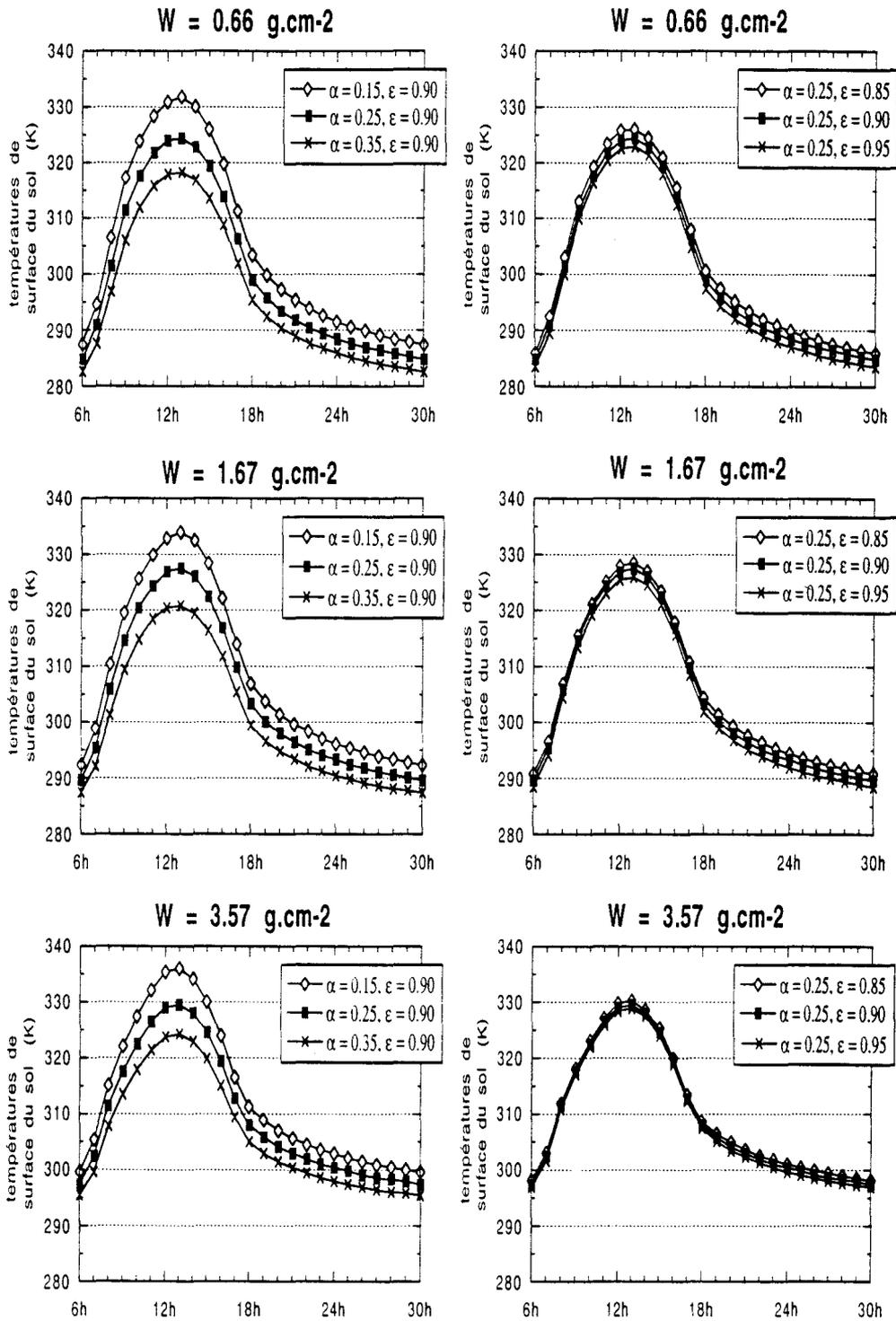


Figure 3.4: cycles diurnes de la température de surface du sol obtenus pour trois contenus en vapeur d'eau ( $W$ ), en l'absence d'aérosol. La série de diagrammes à gauche (à droite) présente les résultats correspondant à trois choix distincts pour la valeur de la réflectance  $\alpha$  (de l'émissivité  $\epsilon$ ) de la surface au sol, en considérant un même choix pour l'émissivité (pour la réflectance) de cette surface.

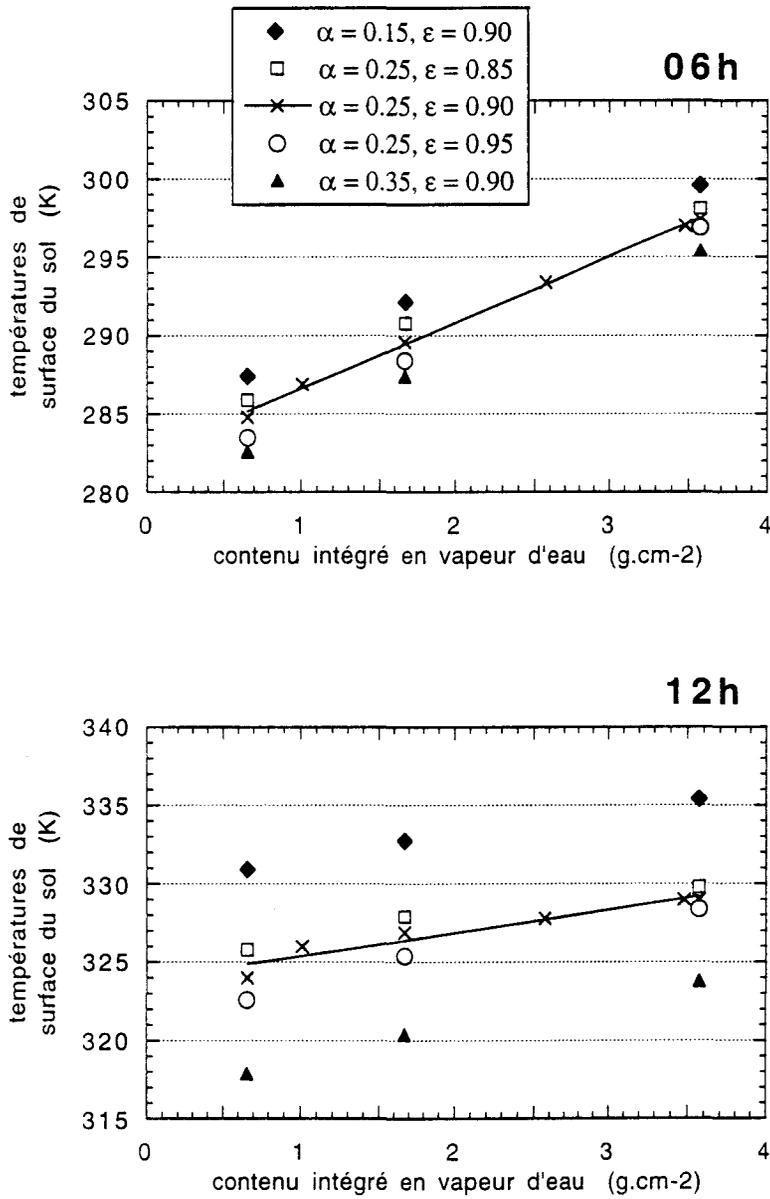


Figure 3.5: températures de surface du sol à 06<sup>h</sup> du matin et à midi en fonction du contenu intégré en vapeur d'eau, en considérant cinq différents choix pour les propriétés radiatives de la surface du sol (réflectance  $\alpha$  et émissivité  $\epsilon$ ). Les deux droites de régression signalées correspondent aux résultats obtenus pour le choix ( $\alpha = 0.25, \epsilon = 0.90$ ).



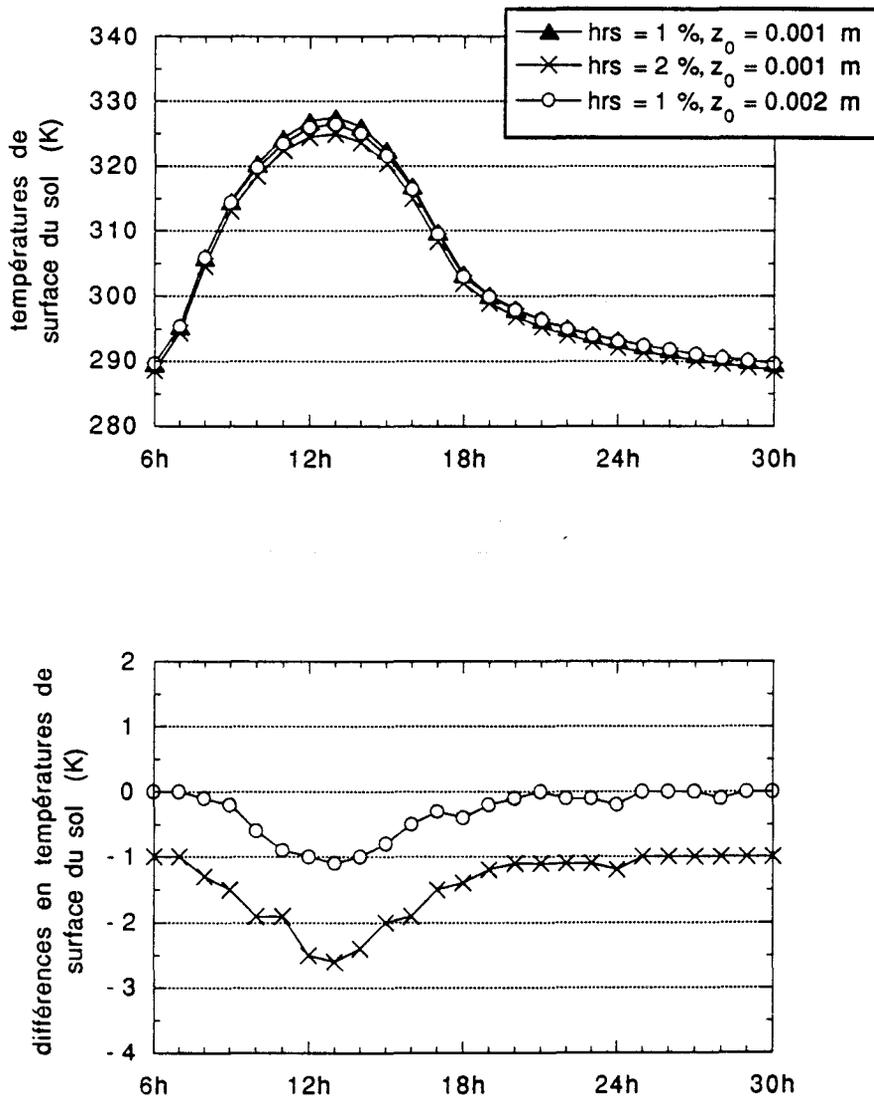


Figure 3.6: cycles diurnes de la température de surface du sol obtenus en considérant trois combinaisons de valeurs pour l'humidité relative dans le sol  $hrs$  et pour la longueur de rugosité  $z_0$  (en haut), et les différences mesurées à partir des résultats associés au premier choix (en bas). Ce choix représente les conditions prises en compte tout au long de notre mémoire. Les trois jeux de résultats correspondent à un contenu en vapeur d'eau d'environ  $1.67 \text{ g.cm}^{-2}$  et à une surface caractérisée par une réflectance de 0.25 et par une émissivité de 0.90.



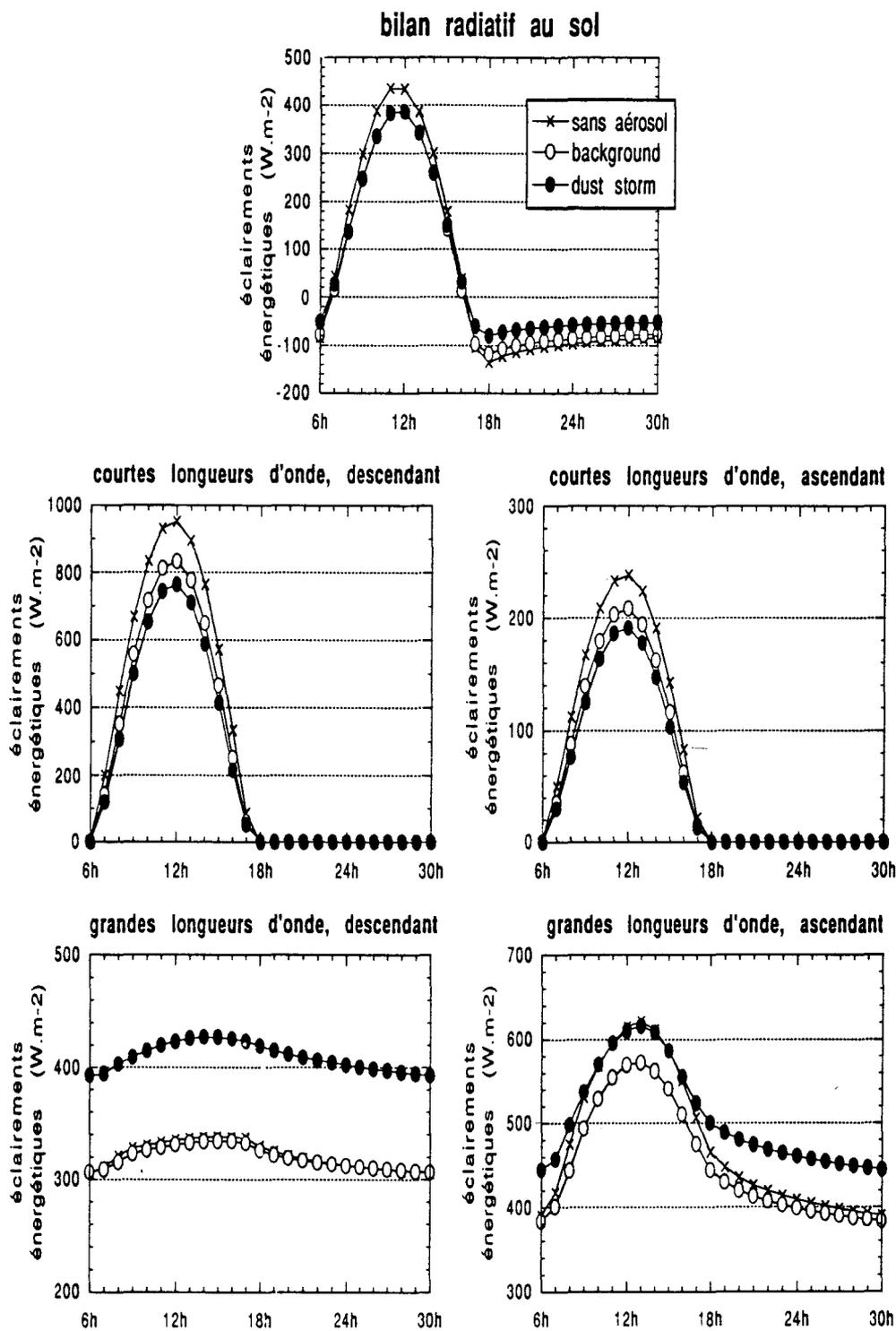


Figure 3.7: cycles diurnes du bilan radiatif au niveau du sol et de ses composantes, obtenus en l'absence et en présence d'aérosol désertique, pour un contenu intégré en vapeur d'eau d'environ  $1.67 \text{ g.cm}^{-2}$ .

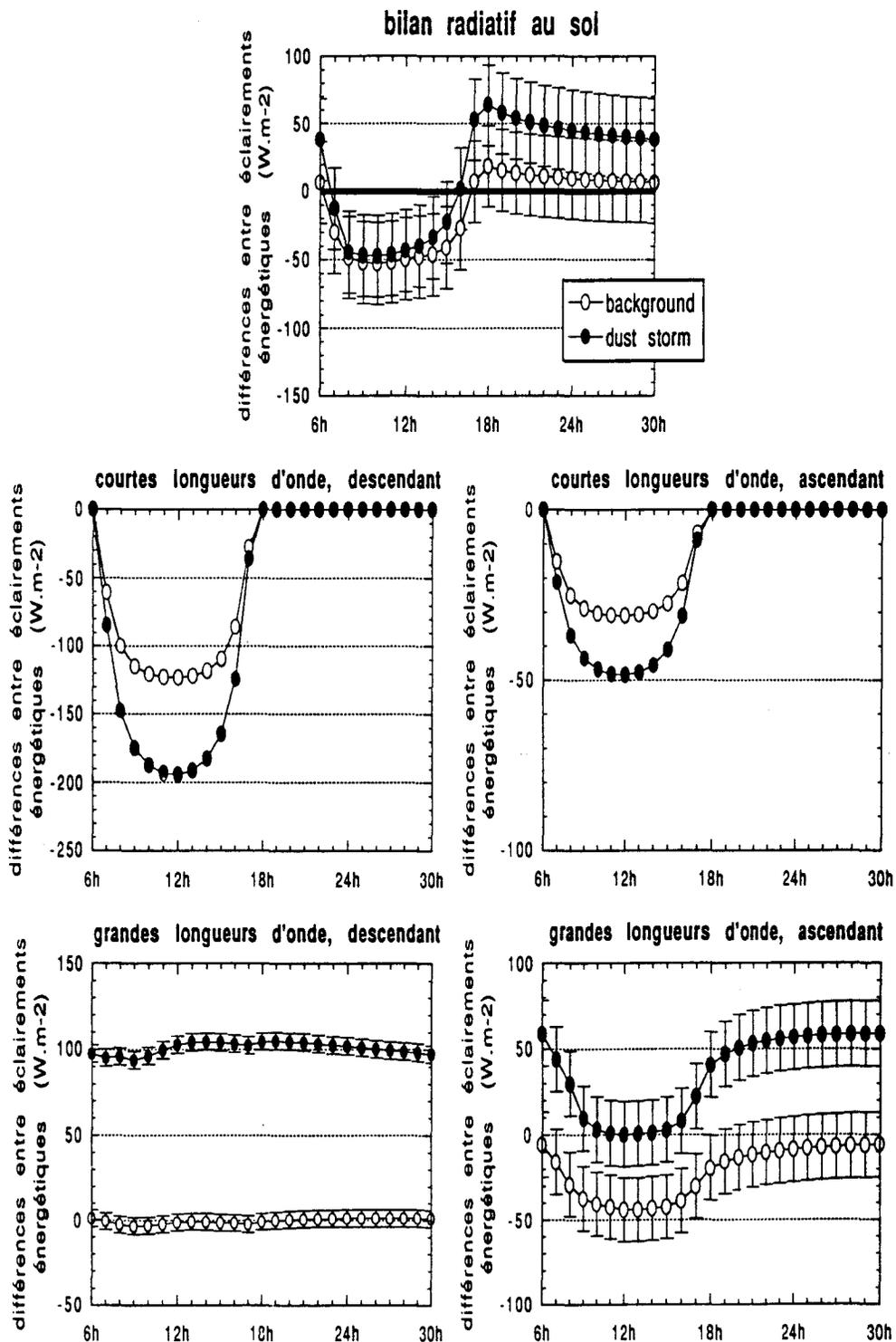


Figure 3.8: comme dans la figure précédente, mais en considérant les différences entre les résultats respectifs obtenus en présence et en l'absence d'aérosol, mais pour un contenu intégré en vapeur d'eau d'environ  $0.66 \text{ g.cm}^{-2}$ . Les barres d'erreur indiquent l'influence du choix adopté concernant la condition initiale employée lors des simulations effectuées avec le modèle de méso-échelle; pour les composantes associées au domaine des courtes longueurs d'onde, la magnitude de cette influence est inférieure à la dimension des symboles utilisés dans les diagrammes.

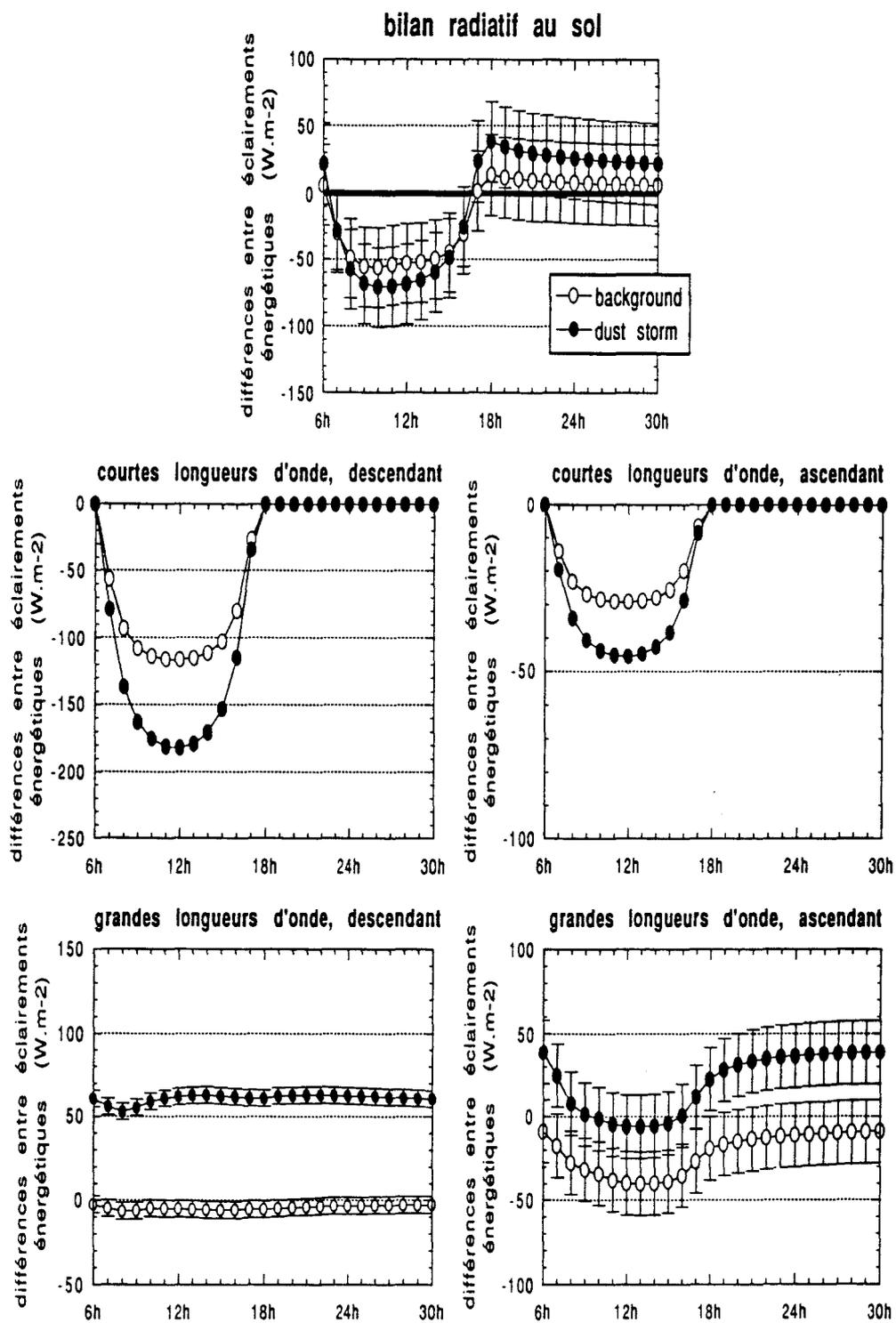


Figure 3.9: comme dans la figure précédente, mais pour un contenu en vapeur d'eau d'environ  $3.57 \text{ g.cm}^{-2}$ .



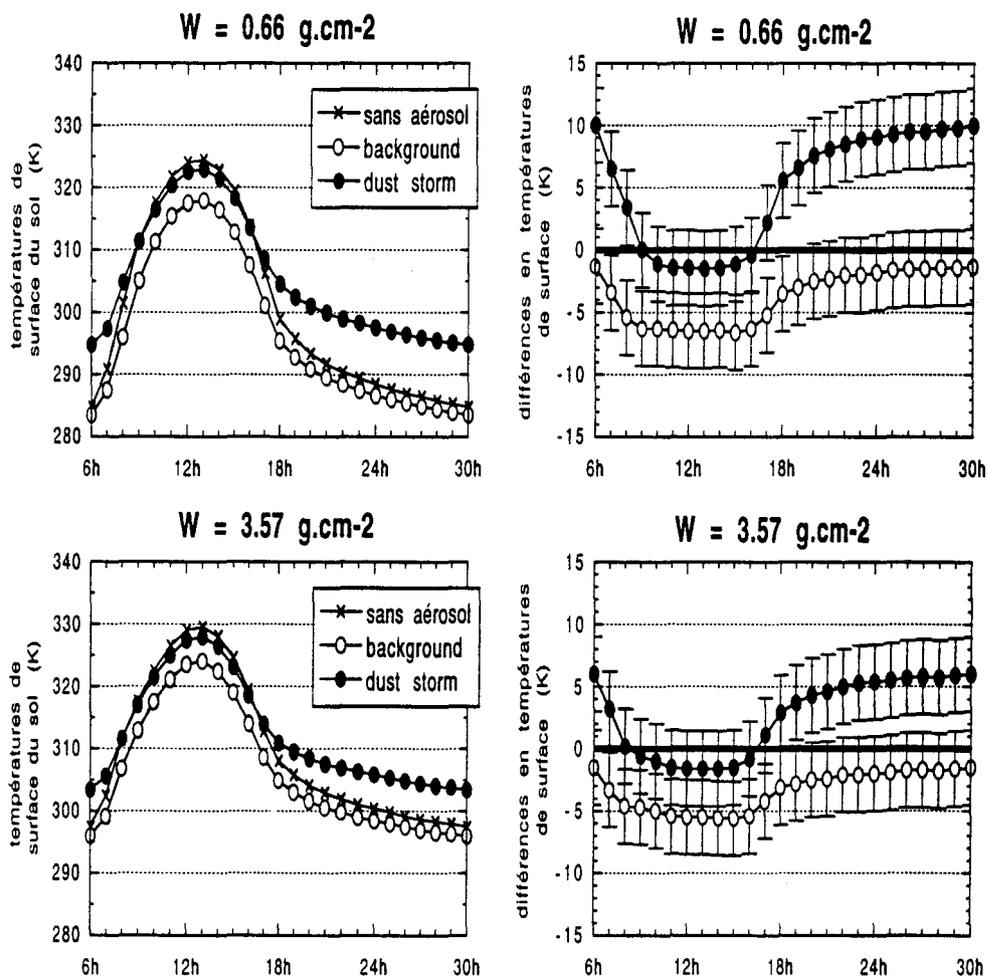


Figure 3.10: cycles diurnes de la température de surface du sol obtenus en présence et en l'absence d'aérosol (à gauche) et les différences entre ces cycles, par rapport à la situation sans aérosol (à droite), pour deux contenus en vapeur d'eau ( $W$ ).



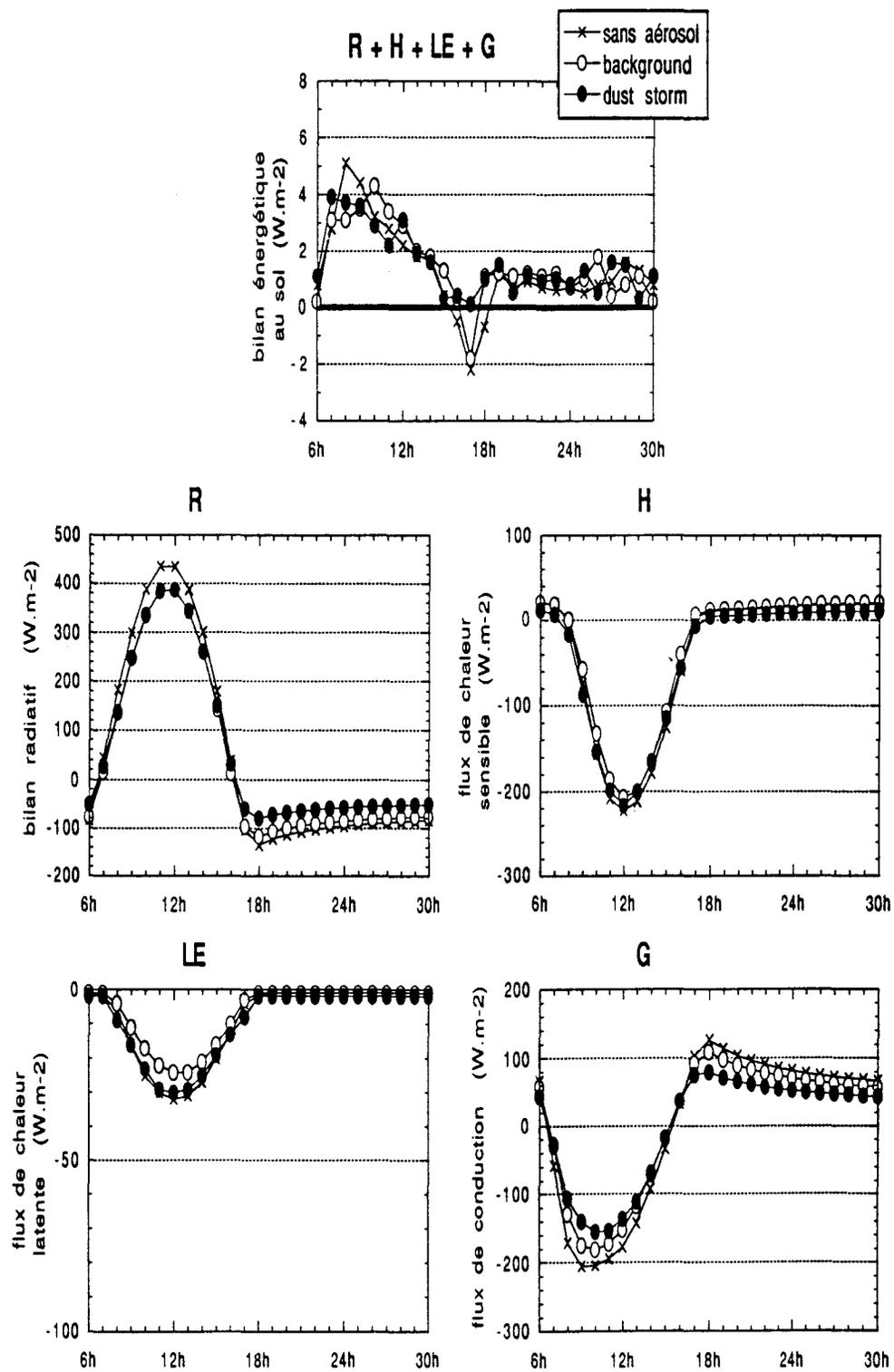


Figure 3.11: comme dans la figure 3.7, mais en illustrant les cycles diurnes du bilan énergétique au niveau du sol et de ses composantes: bilan radiatif ( $R$ ), flux de chaleur sensible ( $H$ ), flux de chaleur latente ( $LE$ ) et flux de conduction vers le sol ( $G$ ).



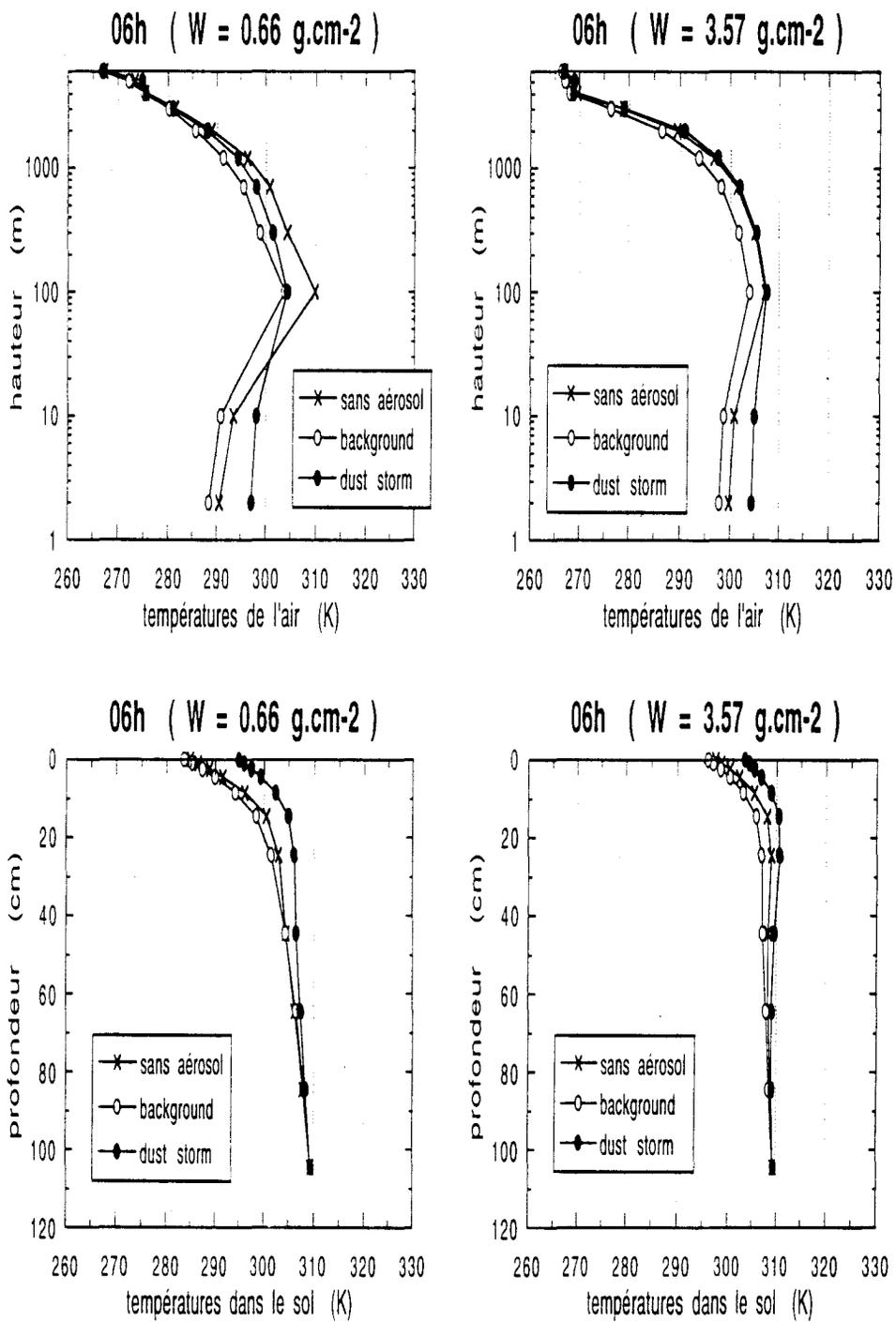


Figure 3.12: profils verticaux de température de l'air (en haut) et dans le sol (en bas) à 06<sup>h</sup> du matin, pour deux contenus intégrés en vapeur d'eau ( $W$ ), obtenus en présence et en l'absence d'aérosol désertique.

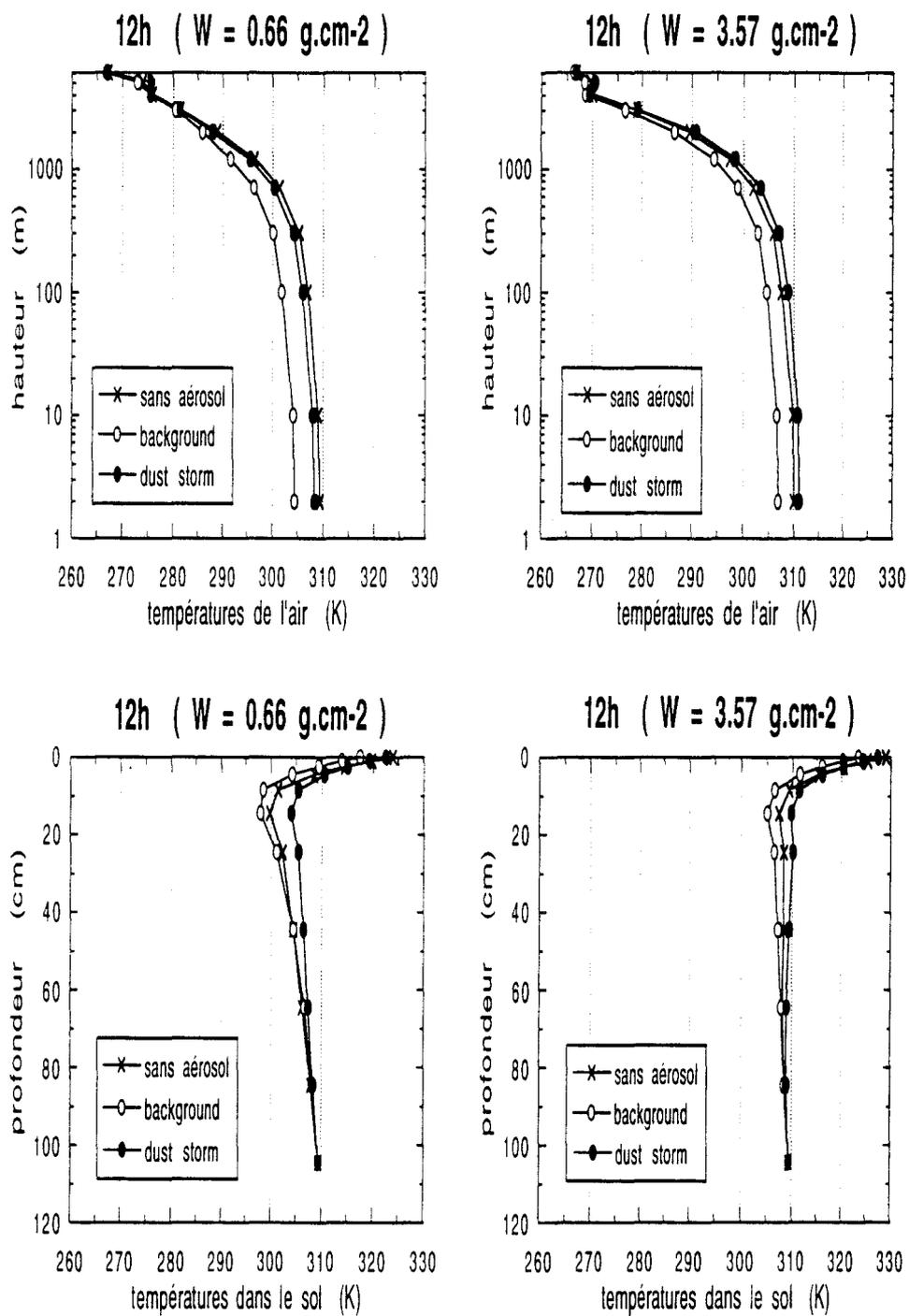


Figure 3.13: comme dans la figure précédente, mais en présentant les résultats obtenus à midi.

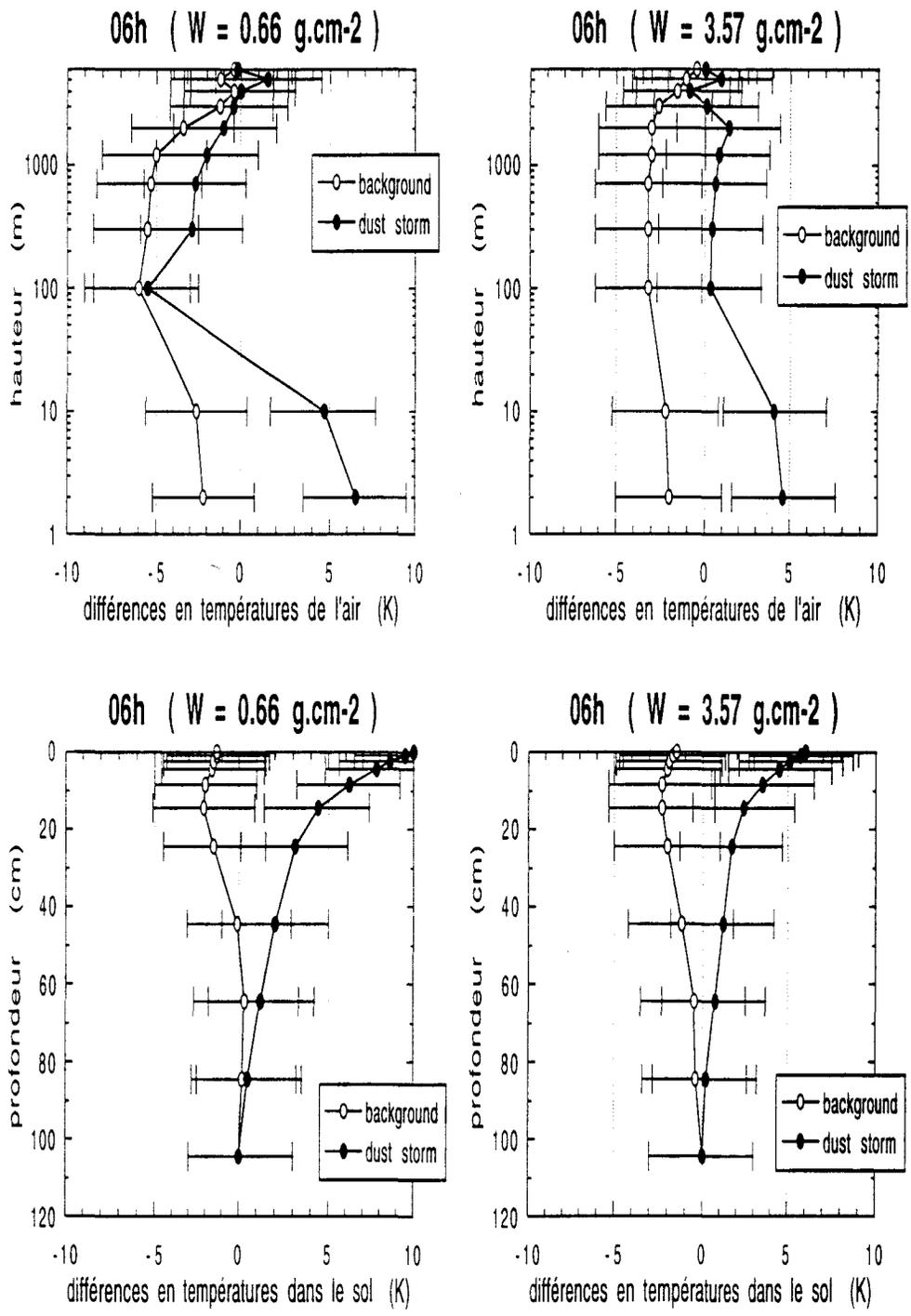


Figure 3.14: comme dans la figure 3.12, mais en présentant les différences entre les résultats respectifs obtenus en présence et en l'absence d'aérosol désertique.

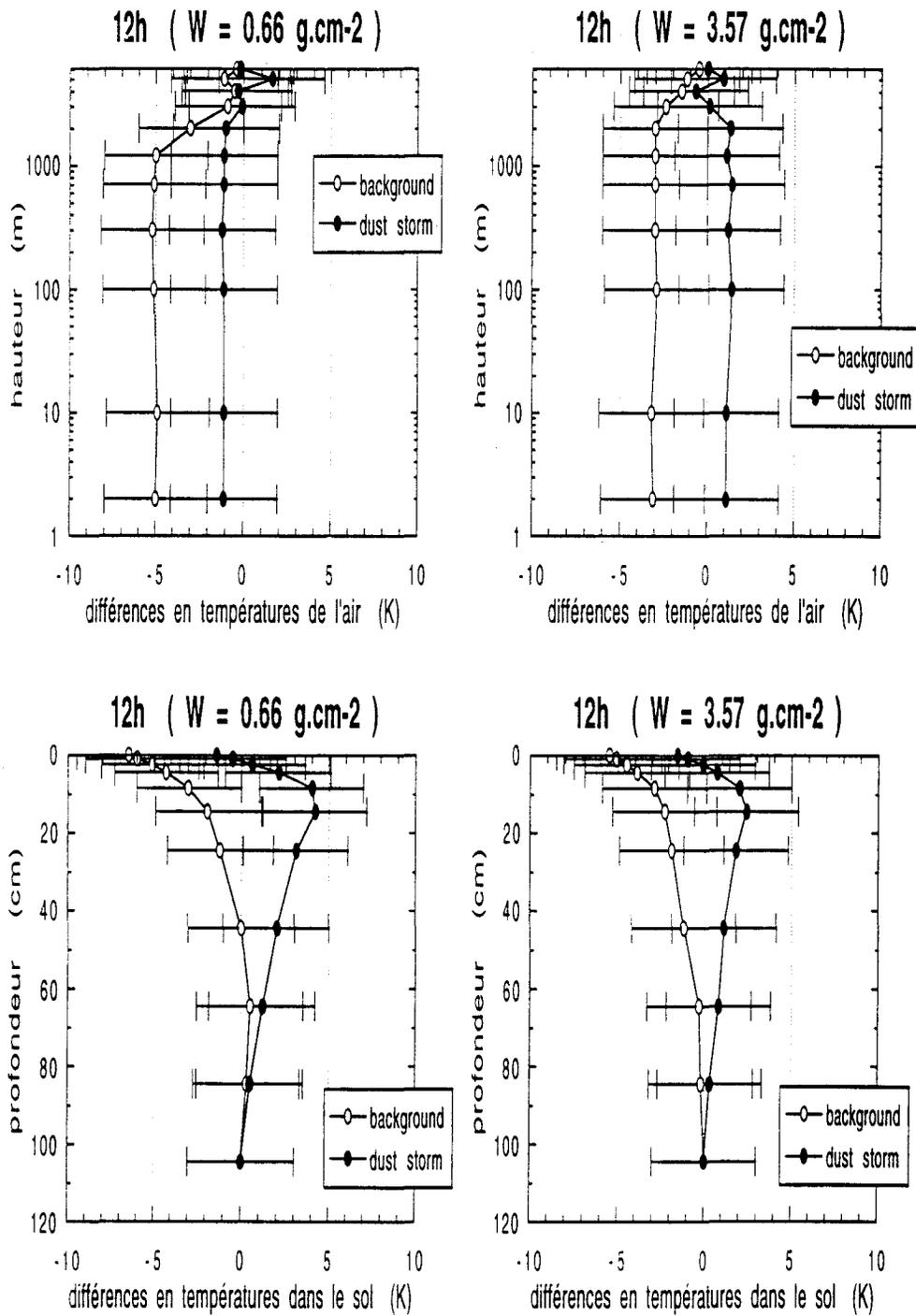


Figure 3.15: comme dans la figure 3.13, mais en présentant les différences entre les résultats respectifs obtenus en présence et en l'absence d'aérosol désertique.



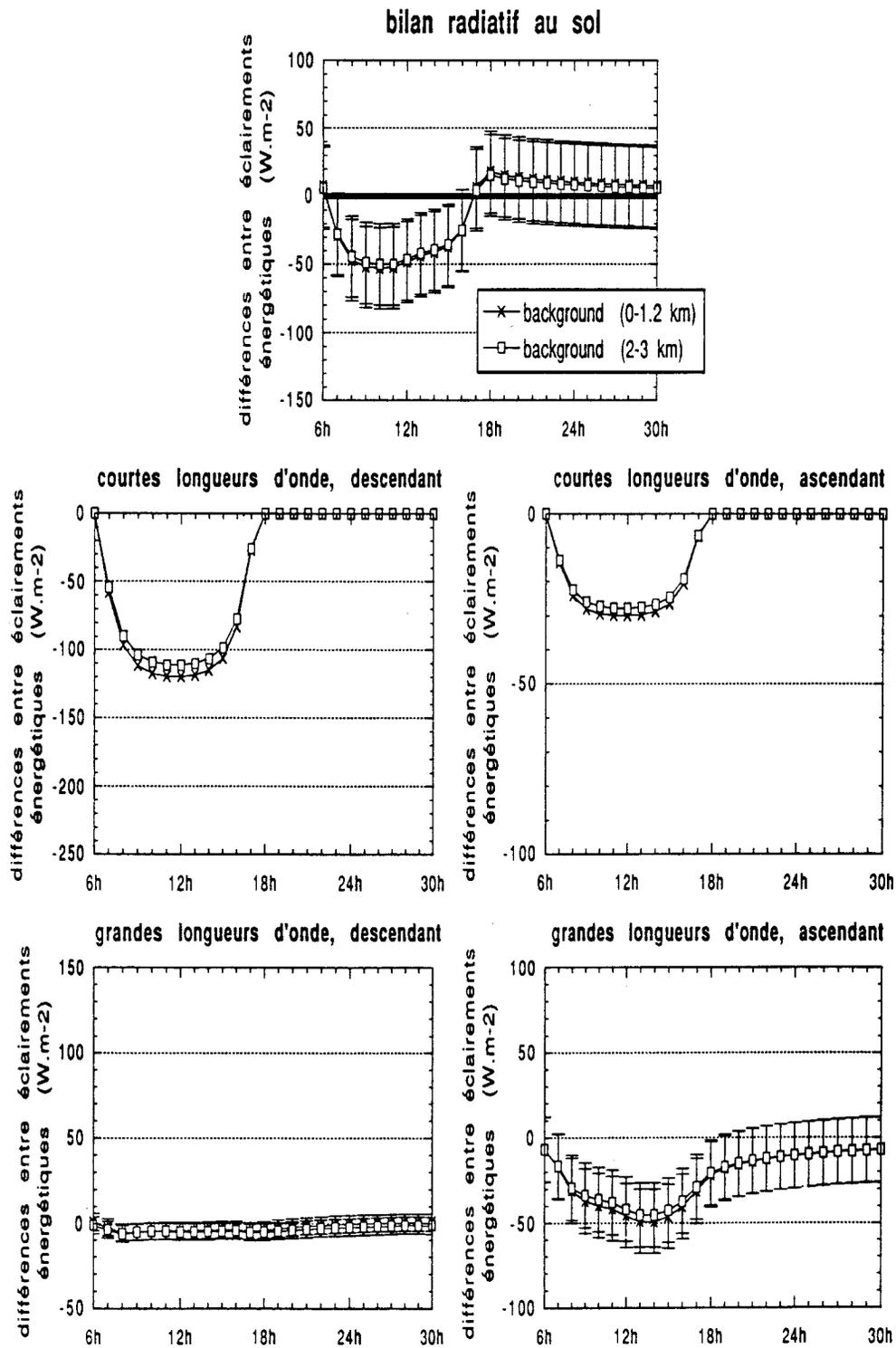


Figure 3.16: cycles diurnes des différences entre les valeurs obtenues, pour le bilan radiatif au sol et ses composantes, en présence et en l'absence d'aérosol désertique, celui-ci étant (a) réparti verticalement de deux façons distinctes et (b) décrit par le modèle *background* de Longtin *et al.*.



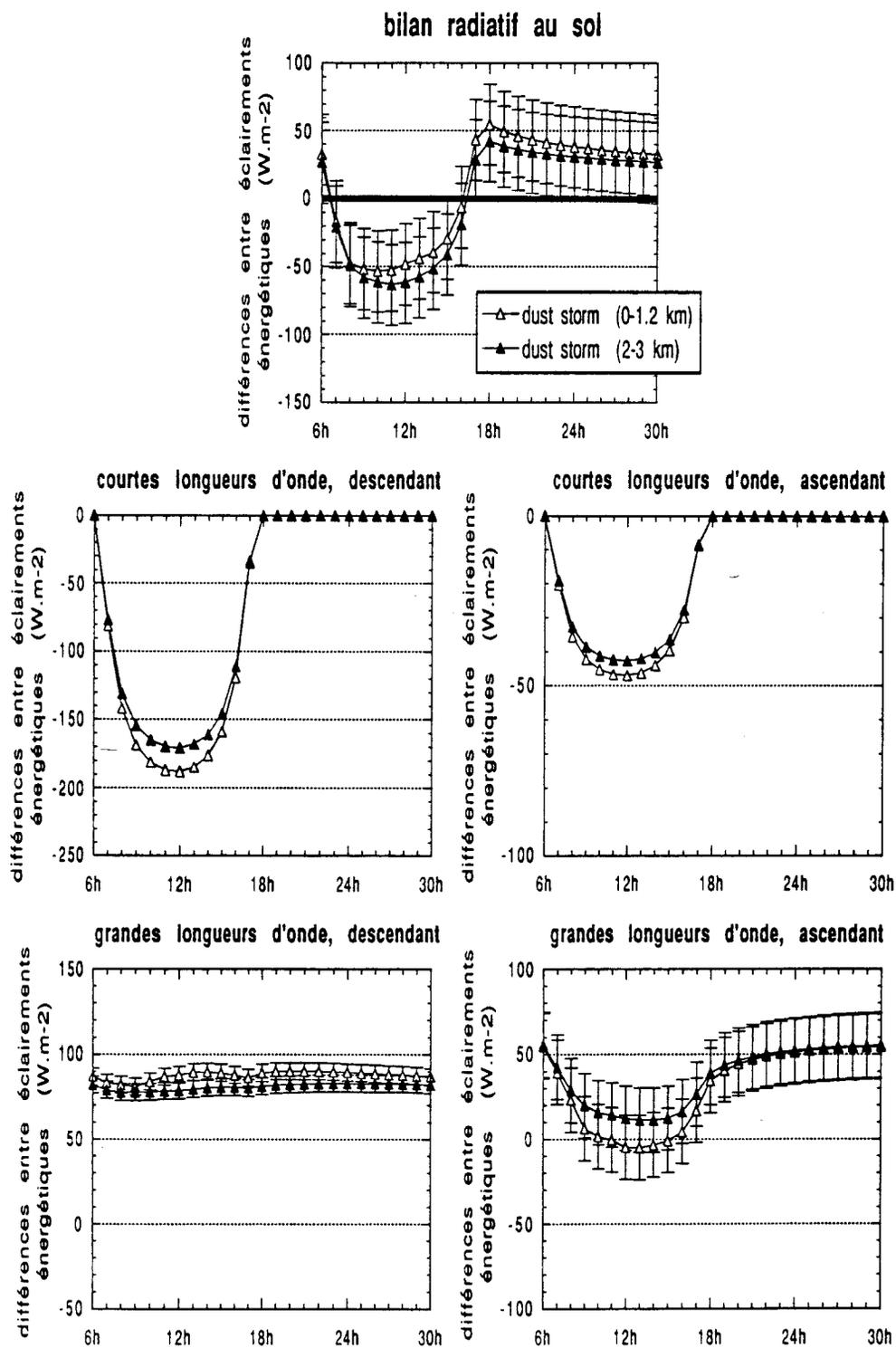


Figure 3.17: comme dans la figure précédente, mais en considérant le modèle *dust storm* de Longtin *et al.*.



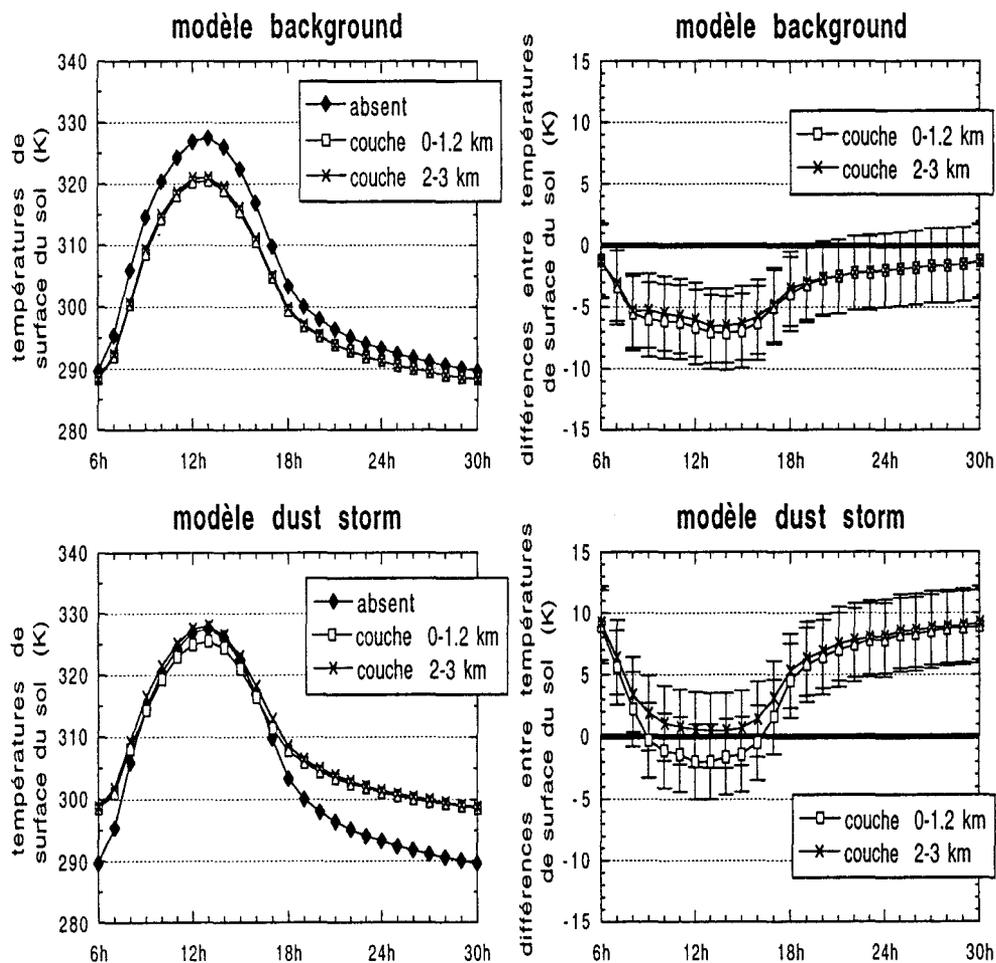


Figure 3.18: cycles diurnes de la température de surface du sol obtenus en présence et en l'absence d'aérosol (à gauche) et les différences entre ces cycles, par rapport à la situation sans aérosol (à droite).

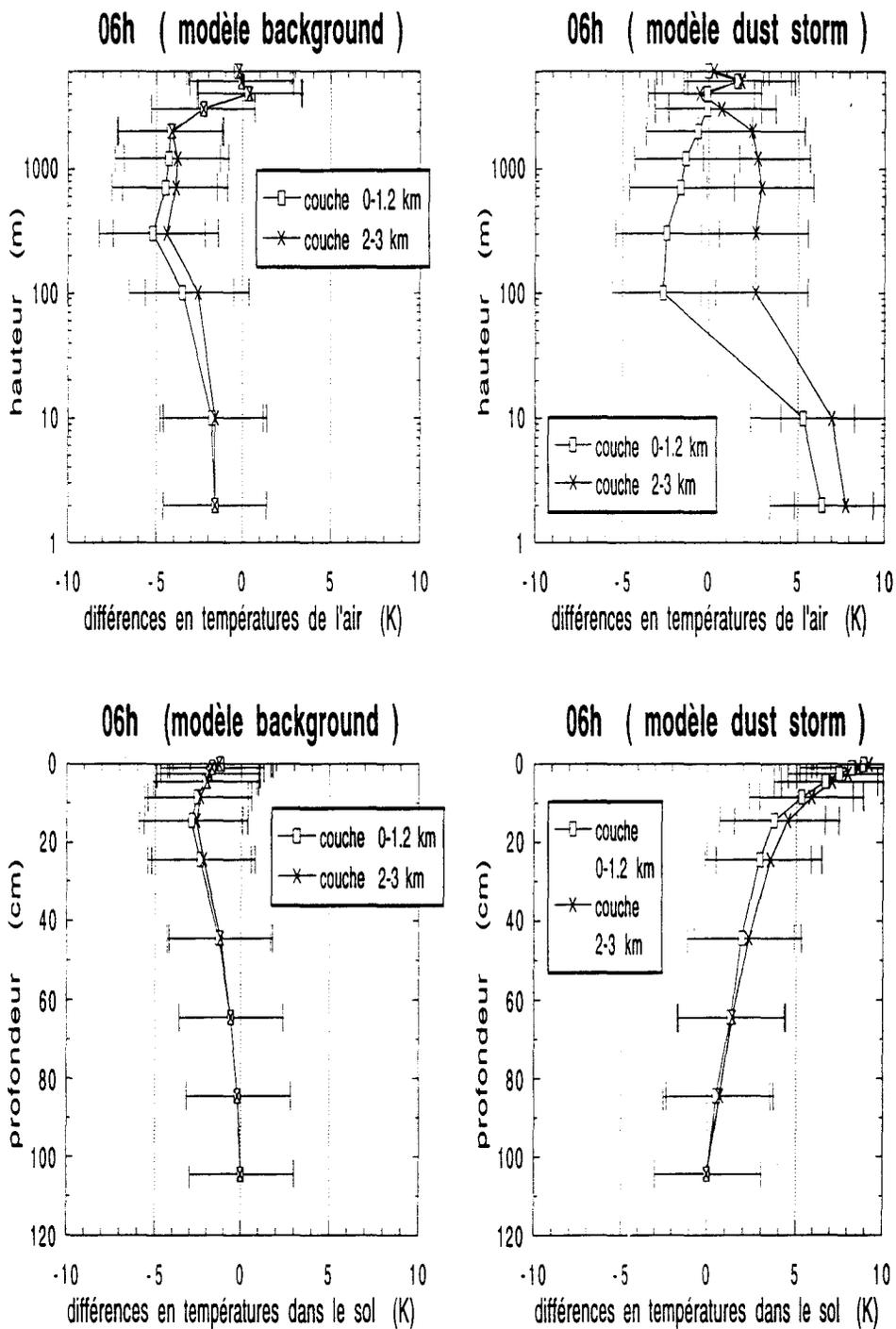


Figure 3.19: profils verticaux des différences entre les valeurs obtenues à 06<sup>h</sup>, pour les températures de l'air (en haut) et dans le sol (en bas), en présence et en l'absence d'aérosol désertique, celui-ci étant (a) réparti verticalement de deux façons distinctes et (b) décrit par les modèles *background* (à gauche) et *dust storm* de Longtin *et al.*.

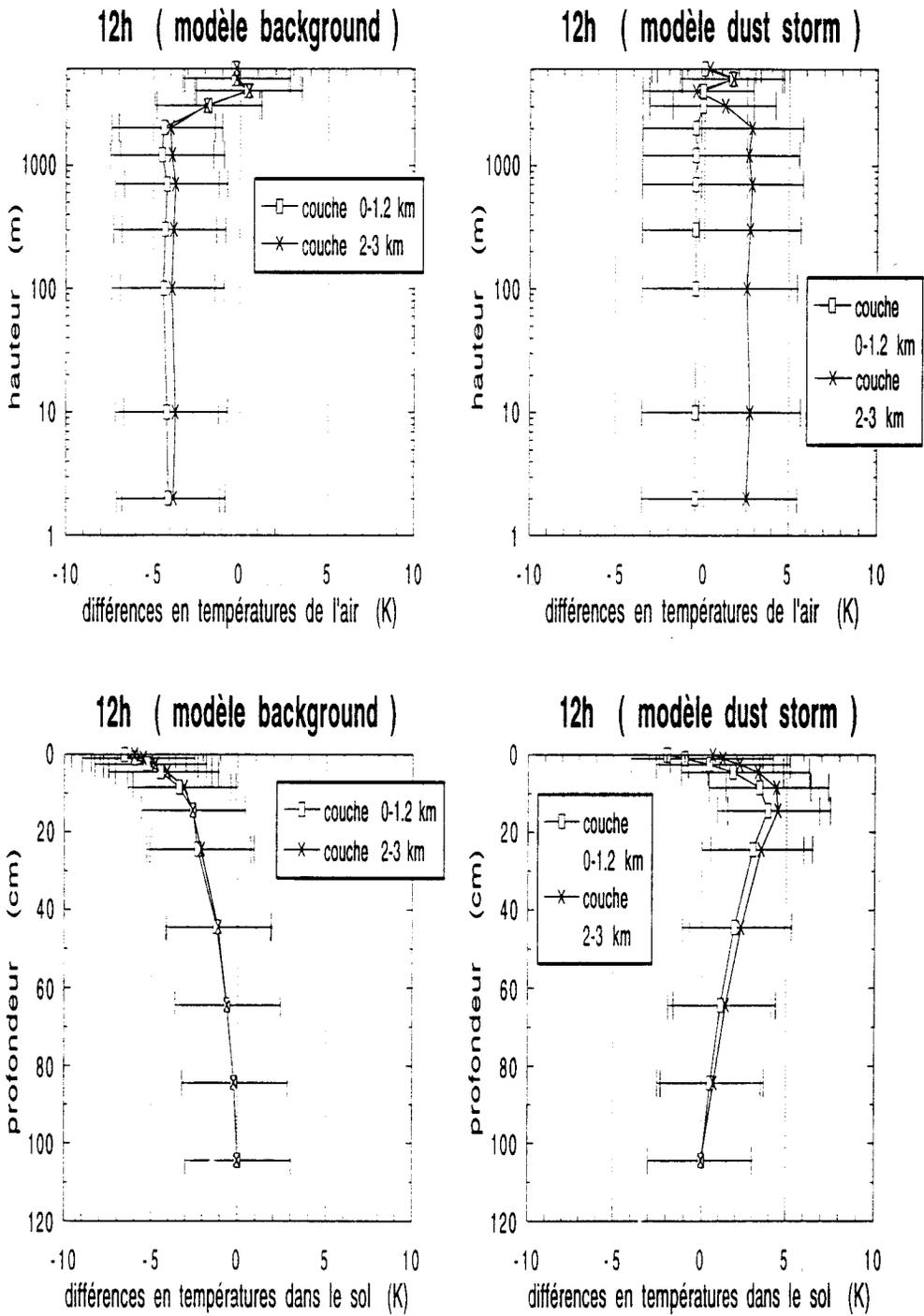


Figure 3.20: comme dans la figure précédente, mais en présentant les résultats obtenus à midi.

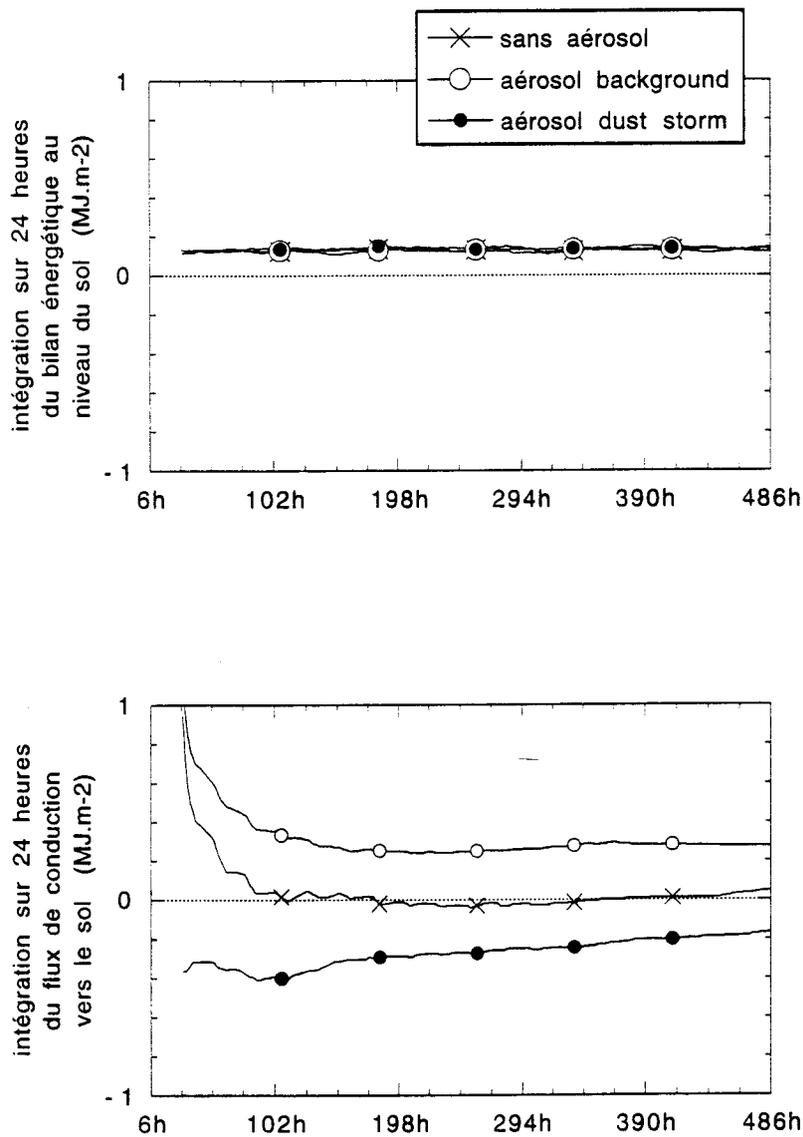


Figure 3.21: évolution temporelle, sur vingt jours de simulation, de l'intégration sur 24 heures du bilan énergétique au niveau du sol (en haut) et du flux de conduction (en bas), en considérant (a) contenu intégré en vapeur d'eau d'environ  $1.67 \text{ g.cm}^{-2}$ , (b) surface au sol caractérisée par une réflectance de 0.25 et par une émissivité de 0.90, et (c) aérosol réparti uniformément dans une couche entre le sol et la hauteur de  $1.2 \text{ km}$ , correspondant à une épaisseur optique de 1 à  $\lambda = 0.55 \mu\text{m}$ , et décrit par les modèles extrêmes proposés par Longtin *et al.*.



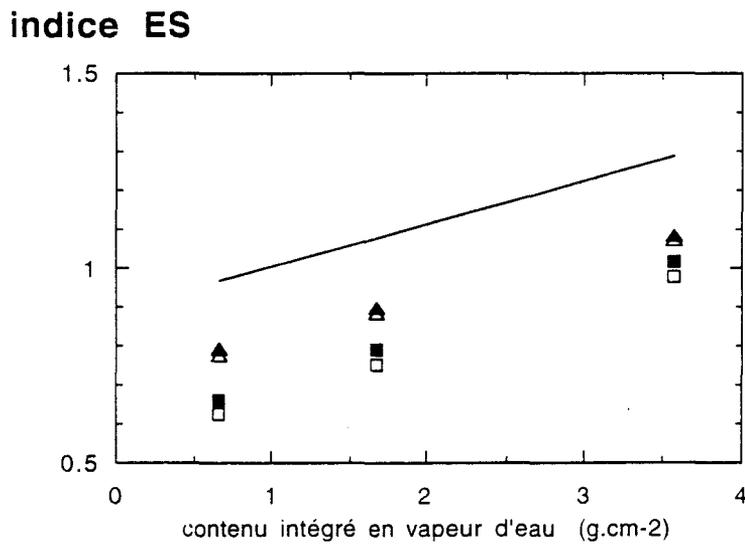
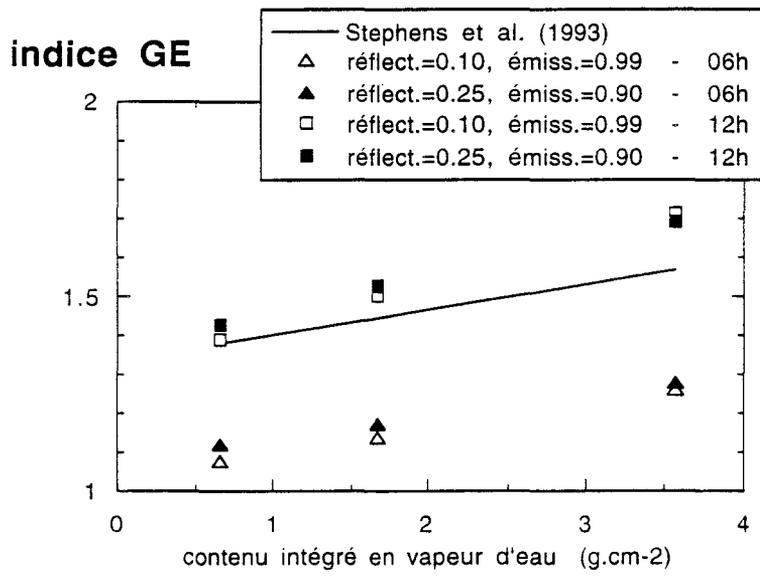


Figure 3.22: comparaison entre les résultats de Stephens *et al.* et ceux obtenus à l'aide de la modélisation météorologique, à deux moments du cycle diurne (triangles et carrés, 06<sup>h</sup> et 12<sup>h</sup>), prenant en compte deux choix distincts (symboles blancs et noirs) pour les propriétés radiatives de la surface au sol.

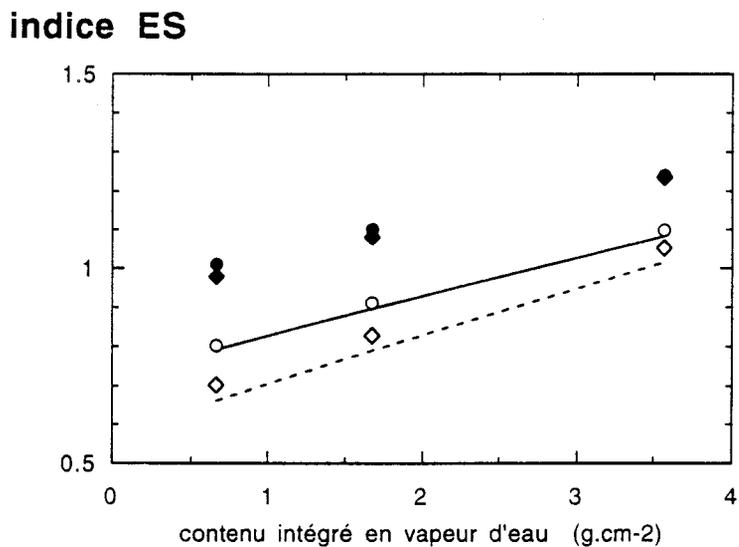
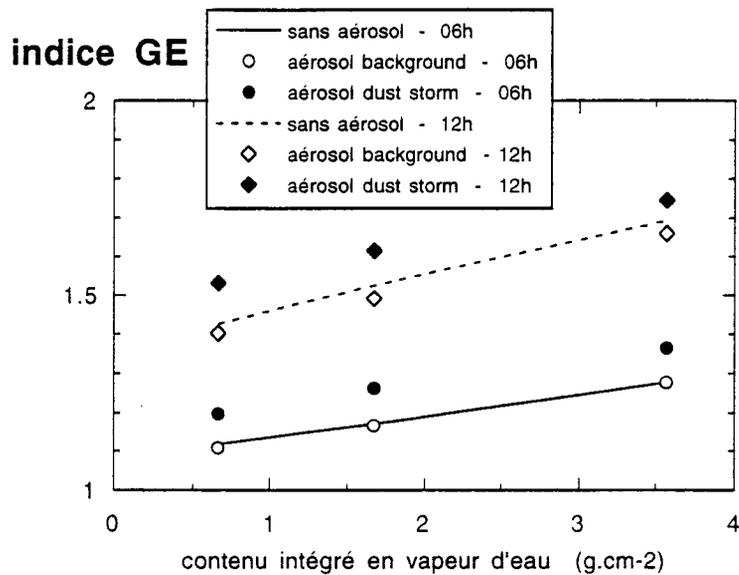


Figure 3.23: impact de l'aérosol désertique sur les indices  $GE$  et  $ES$  à deux moments du cycle diurne (boules et losanges, 06<sup>h</sup> et midi), considérant (a) la présence d'une couche uniforme d'aérosol entre le sol et la hauteur de 1.2 km, associée à une épaisseur optique égale de 1 à  $\lambda = 0.55 \mu\text{m}$ , (b) les deux modèles extrêmes de Longtin *et al.* (symboles blancs et noirs, *background* et *dust storm*), et (c) une surface au sol caractérisée par  $\alpha = 0.25$  et  $\varepsilon = 0.90$ .

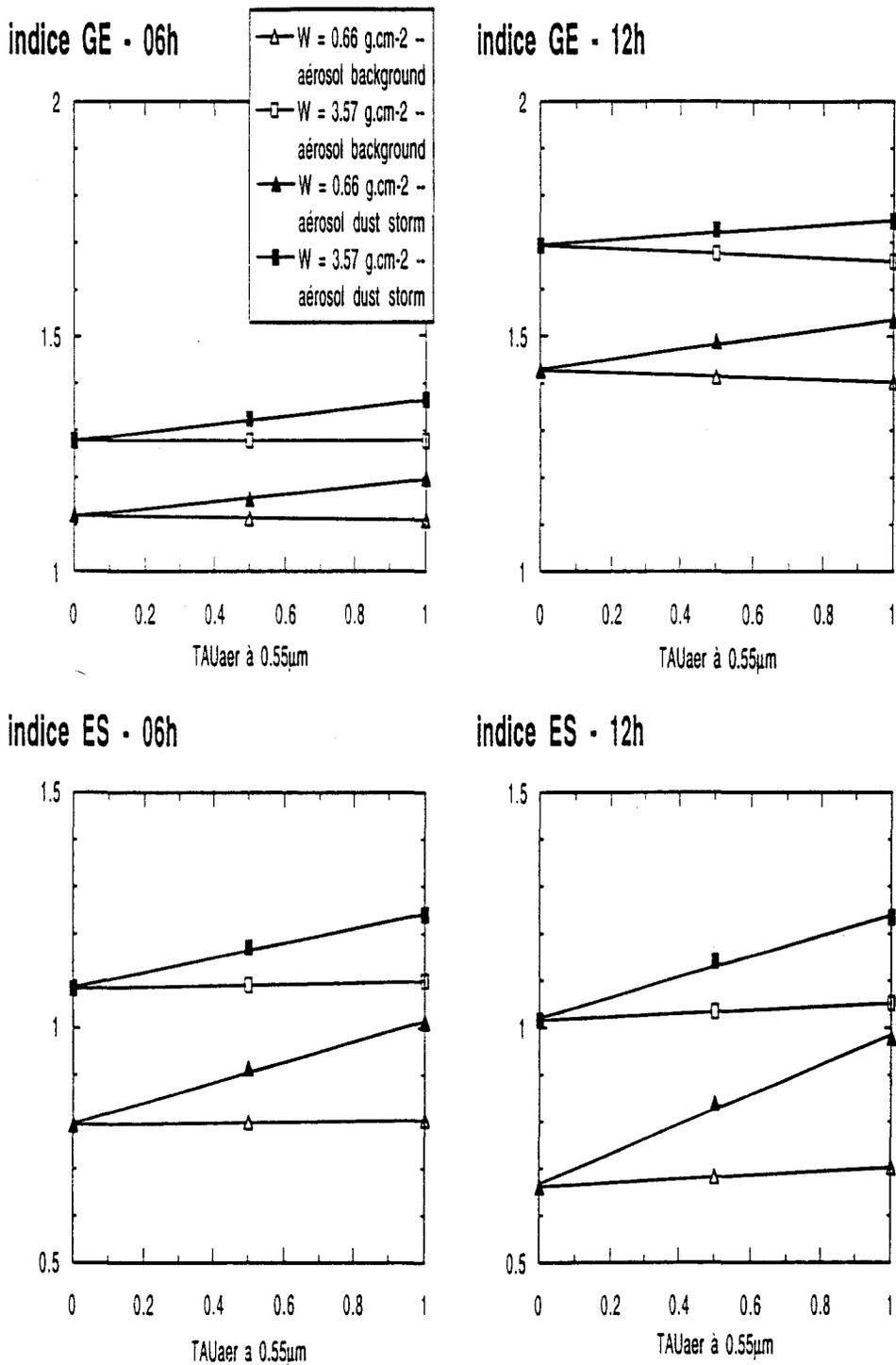


Figure 3.24: variation des indices  $GE$  (en haut) et  $ES$  (en bas) en fonction de l'épaisseur optique de l'aérosol à  $\lambda = 0.55 \mu\text{m}$ , à  $06^h$  (à gauche) et à  $12^h$  (à droite), considérant (a) la présence d'une couche uniforme d'aérosol entre le sol et la hauteur de  $1.2 \text{ km}$ , (b) deux contenus intégrés en vapeur d'eau (triangles et carrés, cas sec  $W_0$  et humide  $W_5$ ), (c) les deux modèles extrêmes de Longtin *et al.* (symboles blancs et noirs, *background* et *dust storm*), et (d) une surface au sol caractérisée par  $\alpha = 0.25$  et  $\varepsilon = 0.90$ .



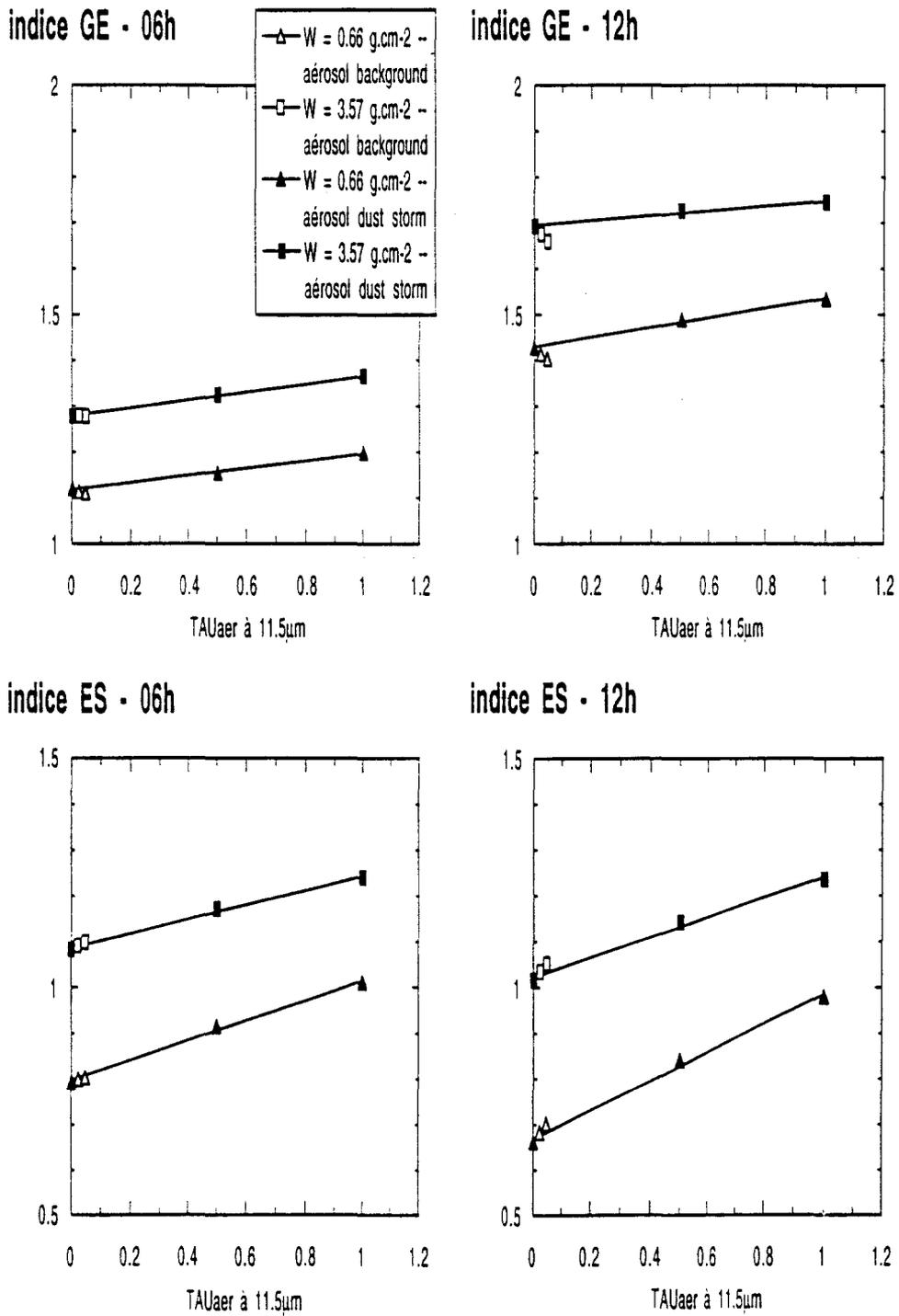


Figure 3.25: comme dans la figure précédente, mais en présentant les indices d'effet de serre *GE* et *ES* en fonction de l'épaisseur optique de l'aérosol à  $\lambda = 11.5 \mu\text{m}$ .



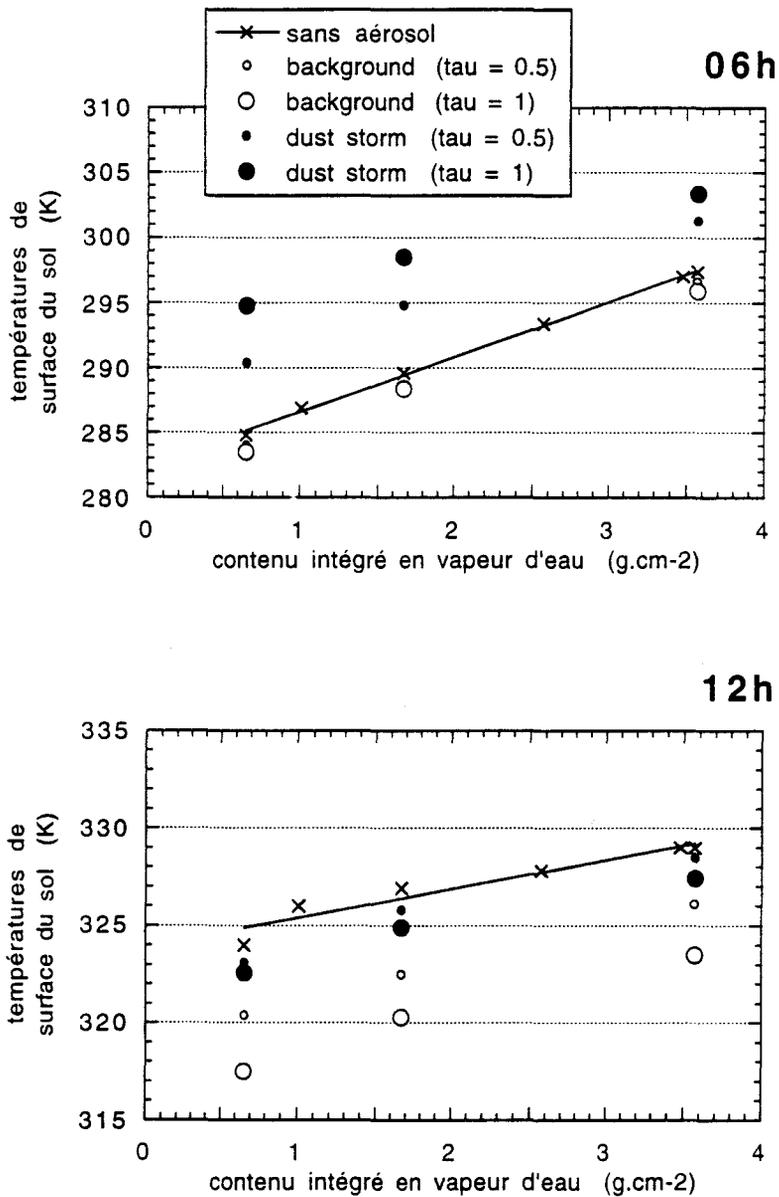


Figure 3.26: températures de surface du sol à 06<sup>h</sup> du matin et à midi en fonction du contenu intégré en vapeur d'eau, obtenues en l'absence et en présence d'aérosol désertique, en considérant une surface au sol caractérisée par une réflectance de 0.25 et par une émissivité de 0.90. L'aérosol est décrit par les deux modèles extrêmes de Longtin *et al.*, étant réparti uniformément entre le sol et le niveau de 1.2 km de hauteur et associé à deux valeurs distinctes (0.5 et 1) d'épaisseur optique à  $\lambda = 0.55 \mu\text{m}$ . Les deux droites de régression signalées correspondent aux résultats obtenus en l'absence d'aérosol (revoir figure 3.5).

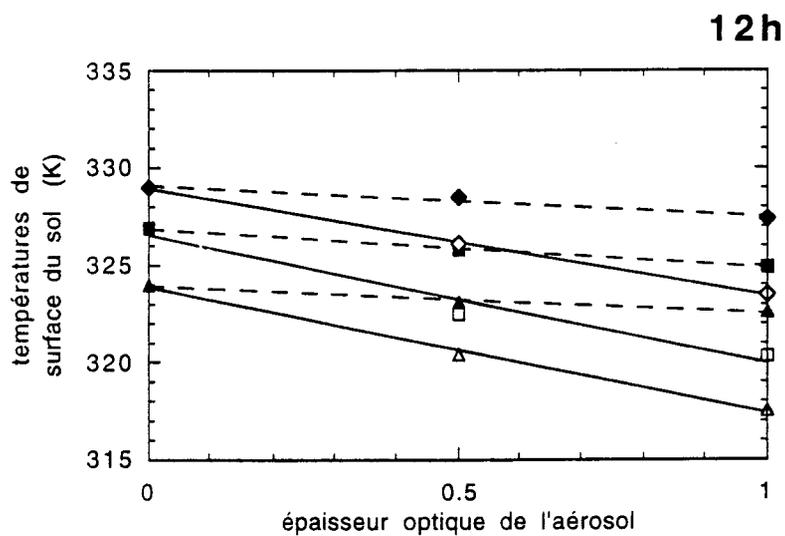
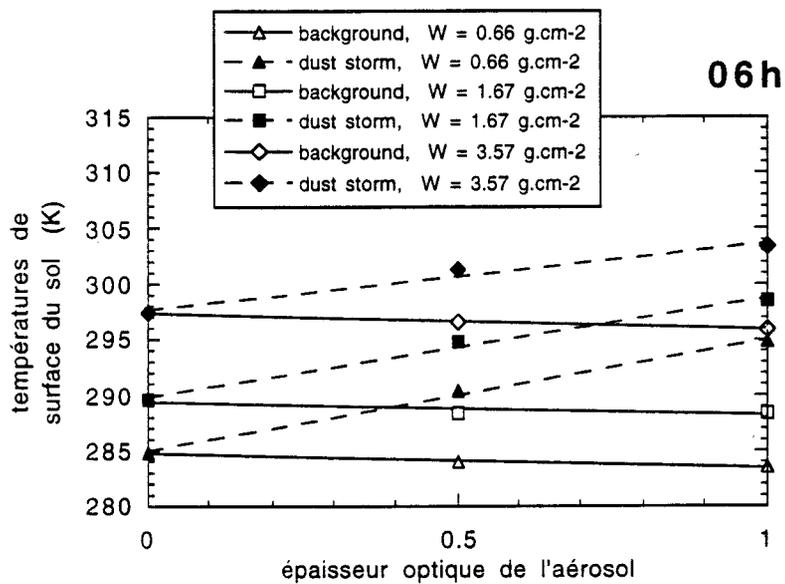


Figure 3.27: comme dans la figure précédente, mais en fonction de l'épaisseur optique de l'aérosol à  $\lambda = 0.55 \mu\text{m}$  au lieu du contenu en vapeur d'eau. Les lignes indiquent les droites de régression respectives, mettant en évidence leur caractère presque parallèle.

**Chapitre 4 –  
Impact de l’Aérosol Désertique  
sur les Luminances Emergentes de  
la Planète dans la Région Spectrale  
10.5 – 12.5  $\mu m$ : Simulations avec le  
Code LOWTRAN-7**

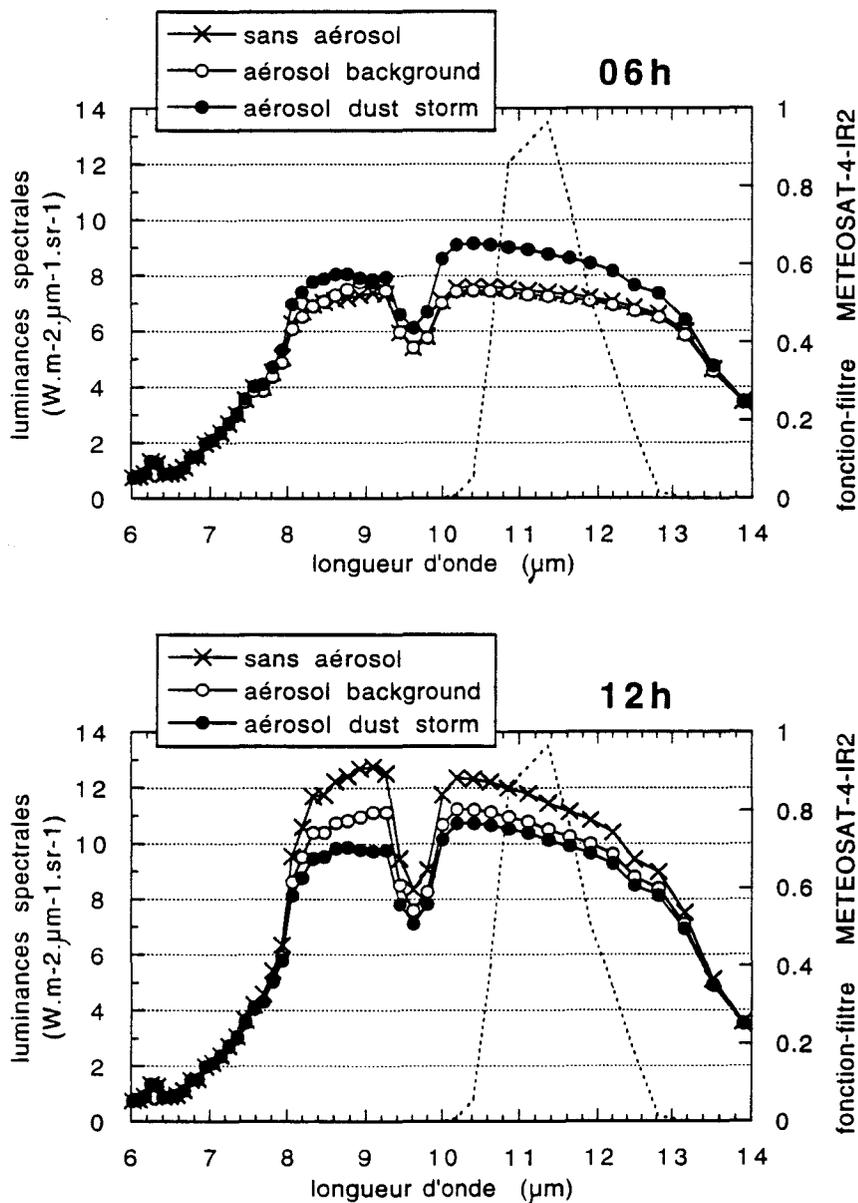


Figure 4.1: distributions des luminances spectrales émergentes de la planète (échelle à gauche) et de la fonction-filtre du capteur IR2 du satellite METEOSAT-4 (échelle à droite) entre 6 et  $14 \mu m$ , à 06<sup>h</sup> du matin (en haut) et à midi (en bas). Les luminances spectrales correspondent à trois conditions atmosphériques distinctes, décrites dans le texte et issues de l'application de la démarche établie lors de notre deuxième chapitre.



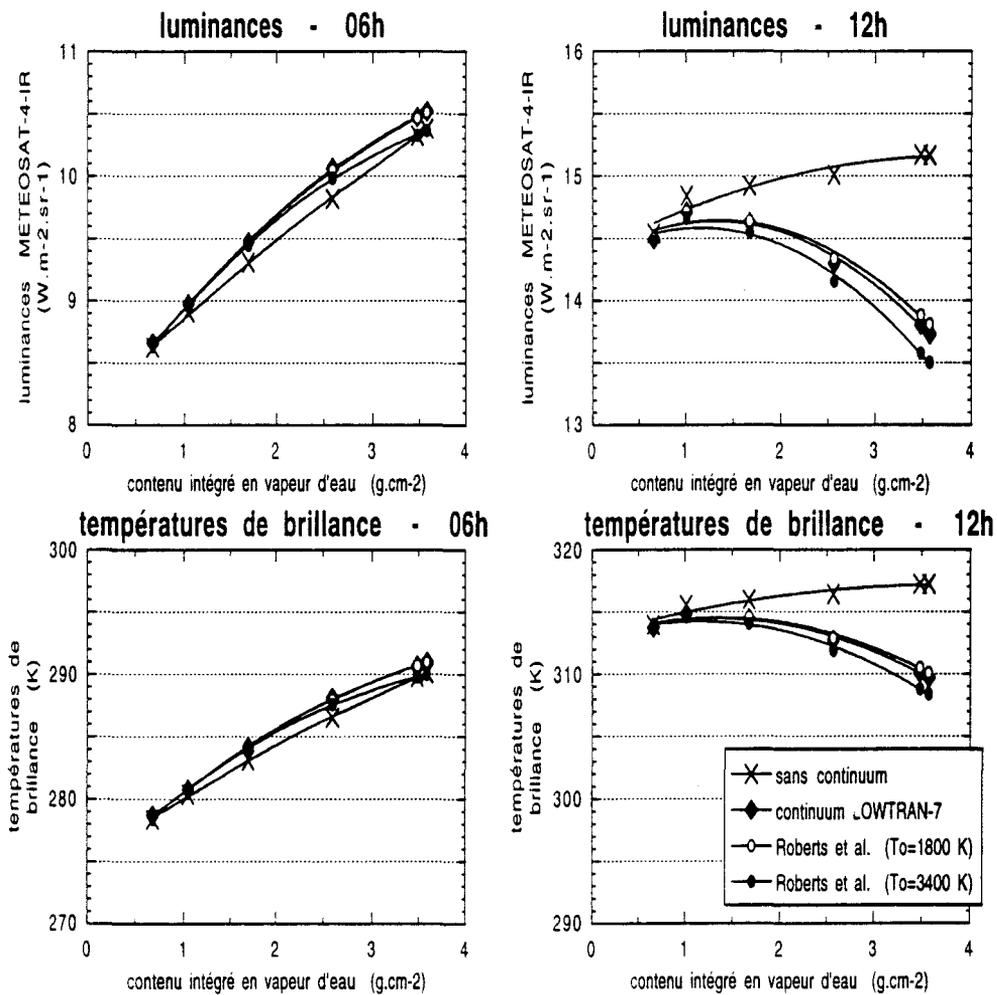


Figure 4.2: dépendance avec le contenu intégré en vapeur d'eau pour les luminances émergentes dans la région spectrale  $10.5 - 12.5 \mu m$  (en haut) et pour les températures de brillance respectives (en bas), à  $06^h$  (à gauche) et à  $12^h$  (à droite). Les quatre courbes signalées dans ces diagrammes indiquent les résultats issus de l'application de quatre procédés distincts d'évaluation des effets du *continuum* de la vapeur d'eau (voir texte).



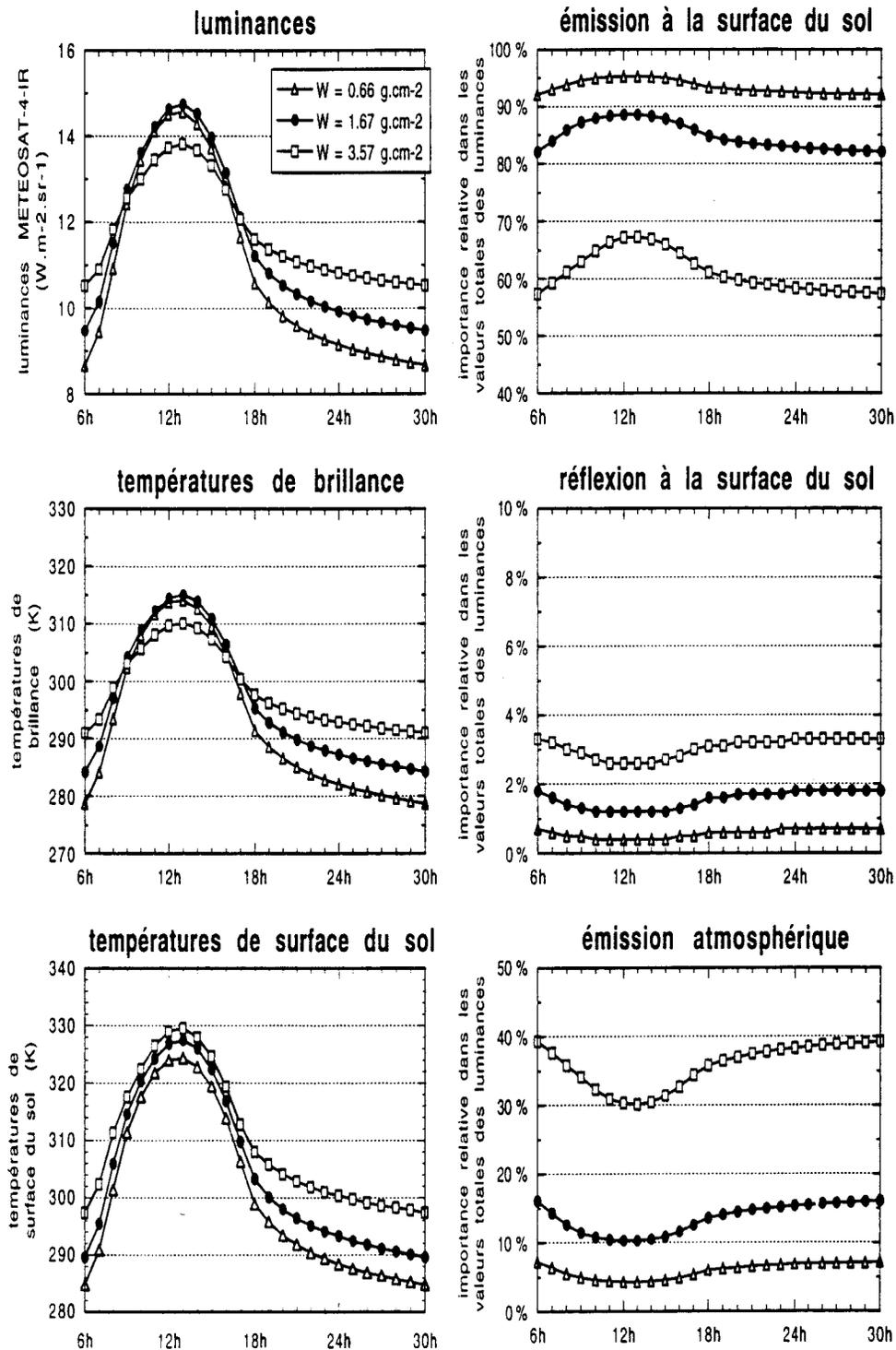


Figure 4.3: cycles diurnes des luminances émergentes (à gauche en haut), des températures de brillance (à gauche au milieu), des températures de surface (à gauche en bas) et de l'importance relative des trois composantes des luminances (à droite), considérant trois contenus en vapeur d'eau. Ces résultats sont associés à une surface au sol caractérisée par une réflectance de 0.25 et par une émissivité de 0.90.

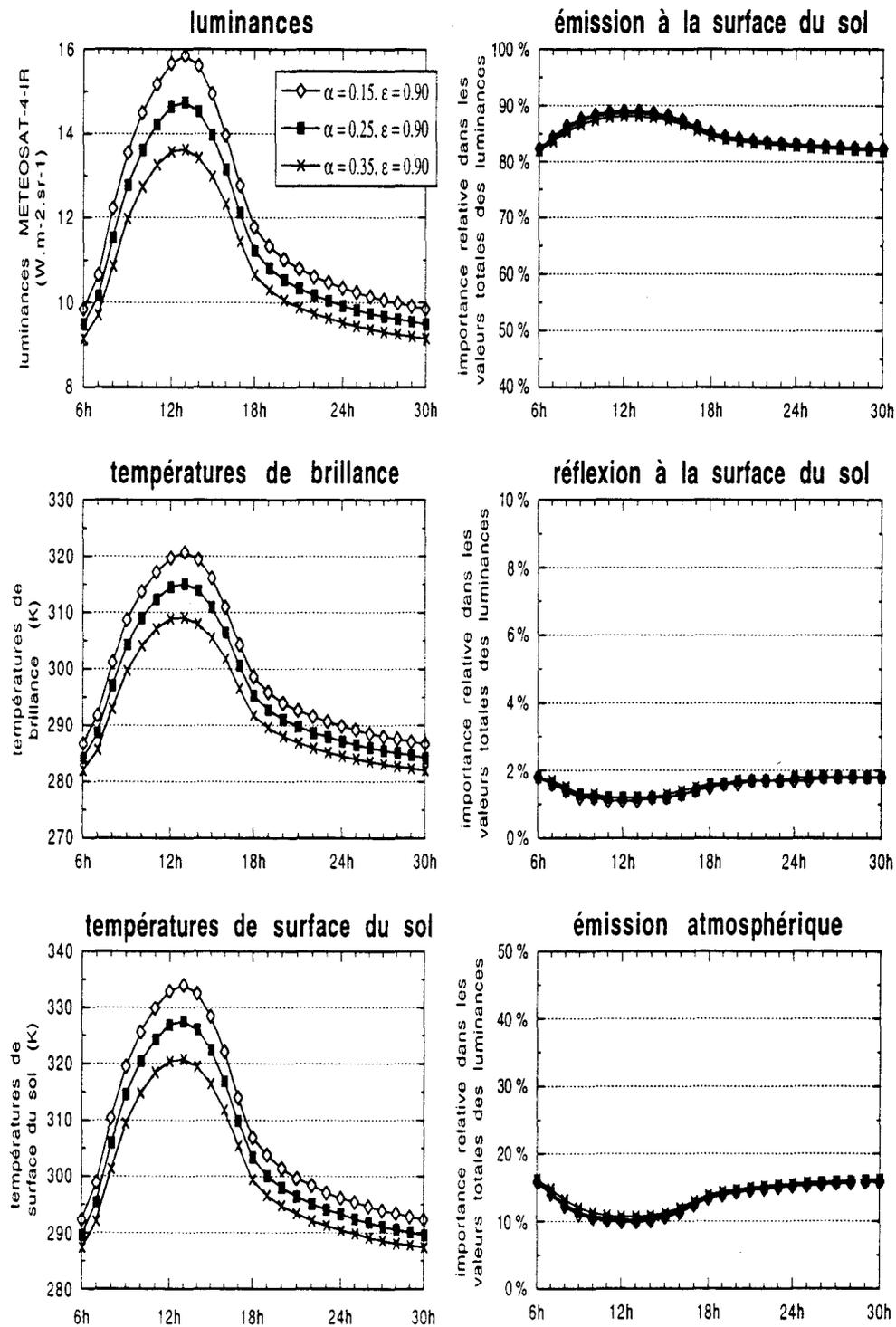


Figure 4.4: cycles diurnes correspondant à trois choix distincts pour les propriétés radiatives du sol (trois réflectances  $\alpha$  et une émissivité  $\epsilon$ ) pour les luminances émergentes (à gauche en haut), leur interprétation en températures de brillance (à gauche au milieu), les températures de surface respectives (à gauche en bas) et l'importance relative des trois composantes des luminances (à droite). Ces résultats sont associés à un contenu en vapeur d'eau d'environ  $1.67 \text{ g.cm}^{-2}$ .

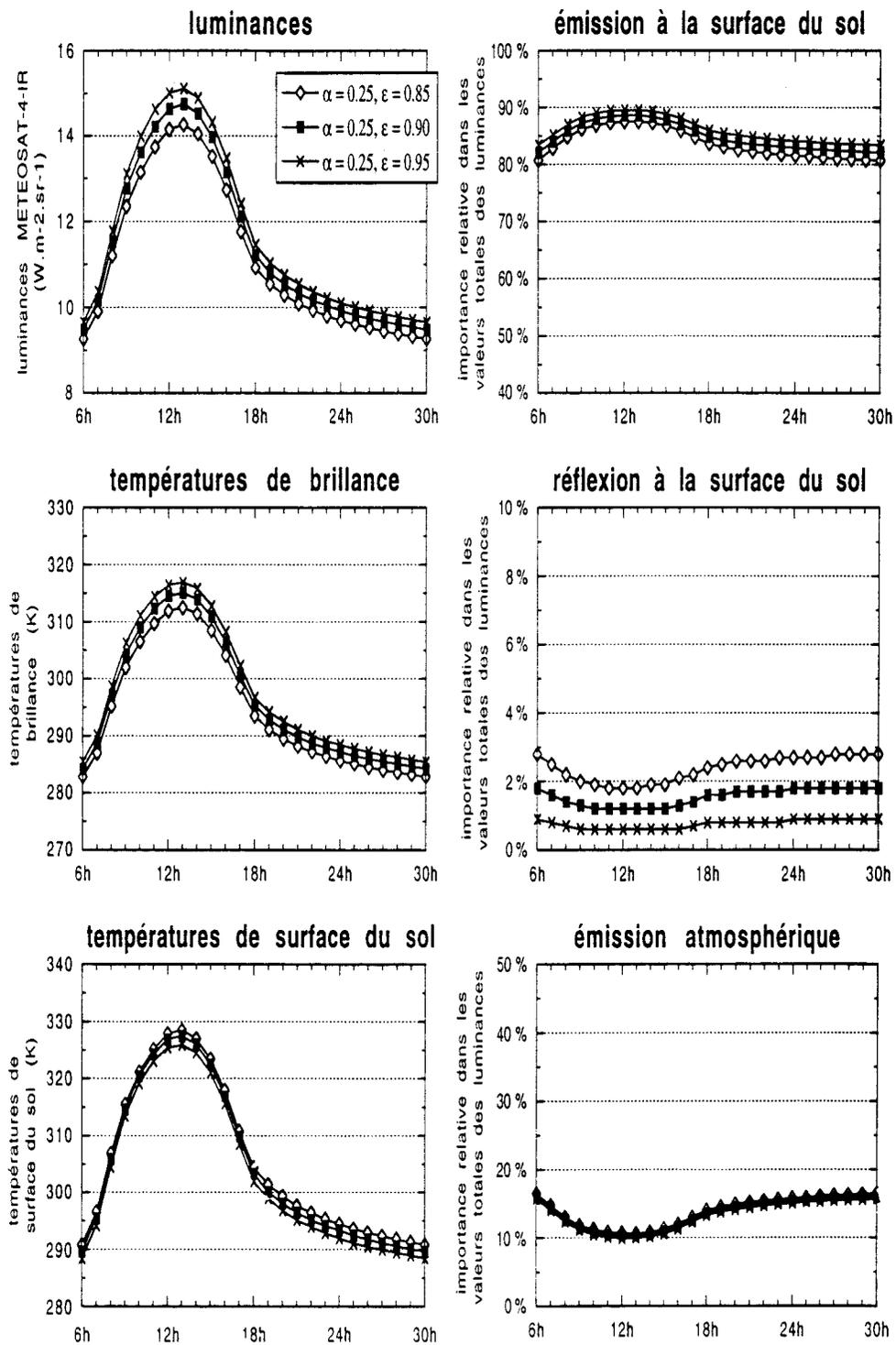


Figure 4.5: comme dans la figure précédente, mais en considérant une même réflectance et trois émissivités distinctes pour la surface au sol.



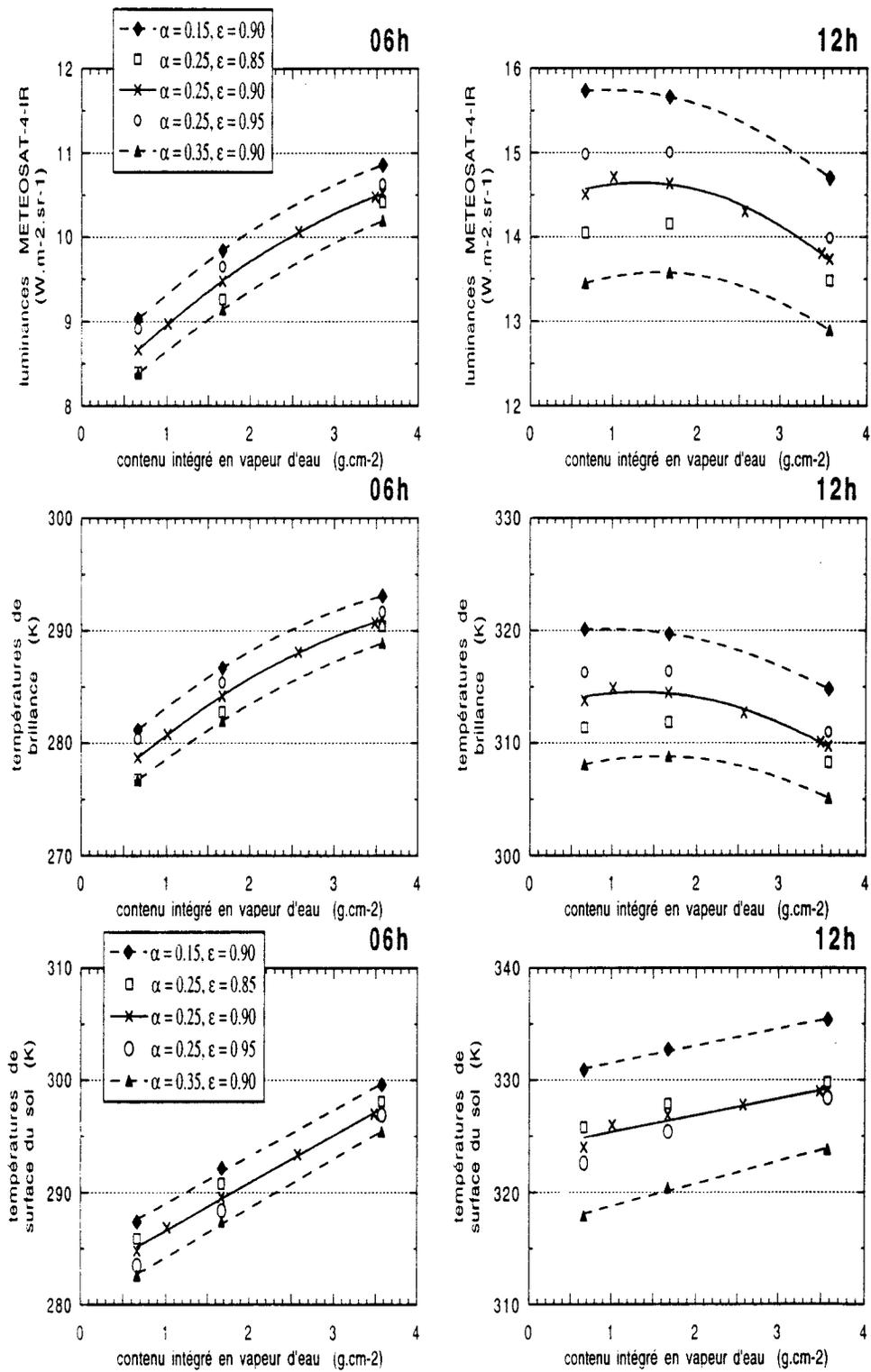


Figure 4.6: dépendance entre les luminances émergentes (en haut), les températures de brillance (au milieu) et les températures de surface (en bas) et le contenu en vapeur d'eau, à deux moments du cycle diurne, 06<sup>h</sup> (à gauche) et 12<sup>h</sup> (à droite), en considérant cinq différents choix pour les propriétés radiatives de la surface (réflectance  $\alpha$  et émissivité  $\epsilon$ ).



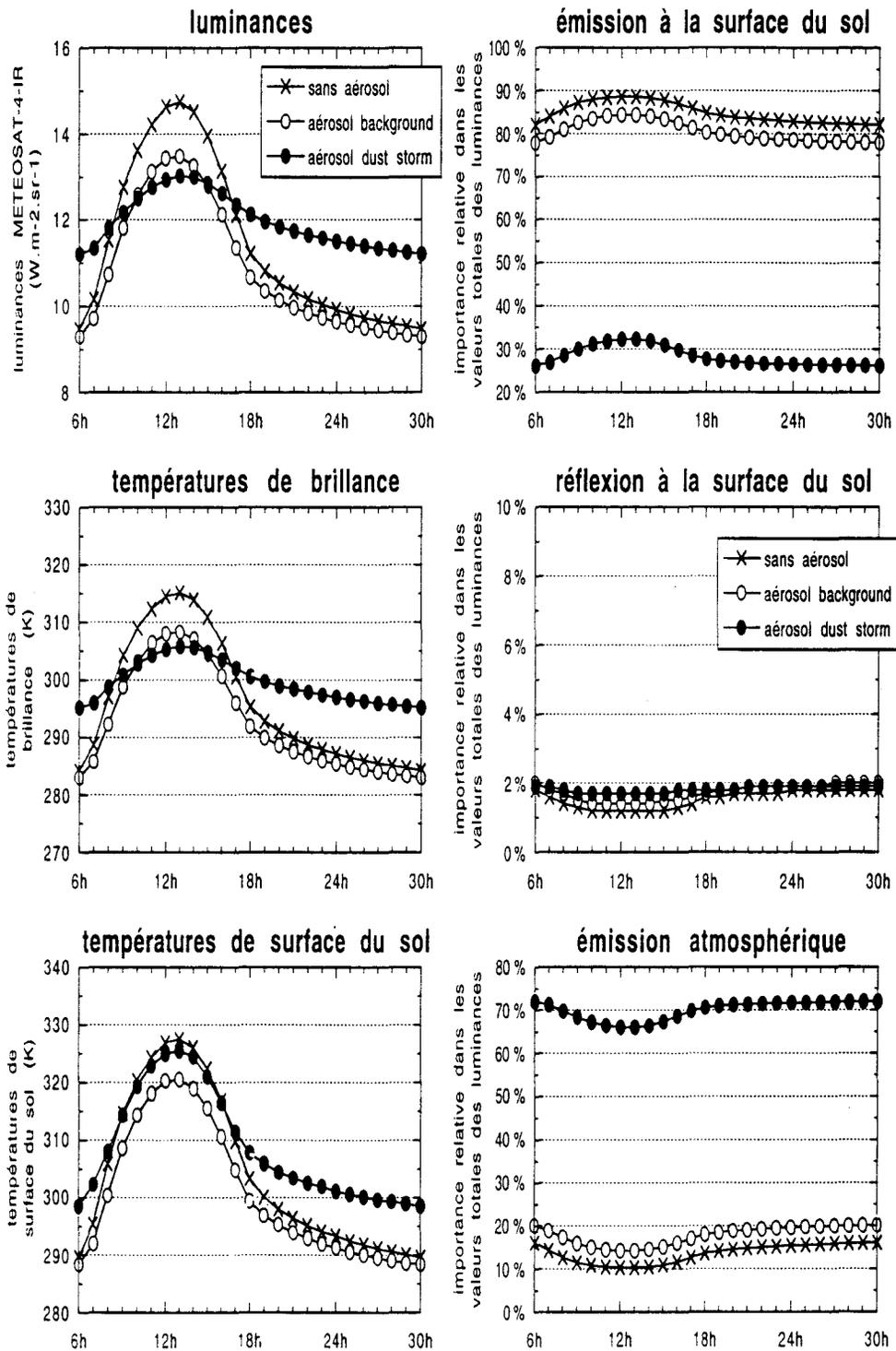


Figure 4.7: cycles diurnes des luminances émergentes (à gauche en haut), des températures de brillance (à gauche au milieu), des températures de surface (à gauche en bas) et de l'importance relative des trois composantes des luminances (à droite), en présence et en l'absence des poussières. Celles-ci, si présentes, sont réparties uniformément entre le sol et la hauteur de  $1.2 \text{ km}$  et associées à une épaisseur optique de 1 à  $\lambda = 0.55 \mu\text{m}$ .



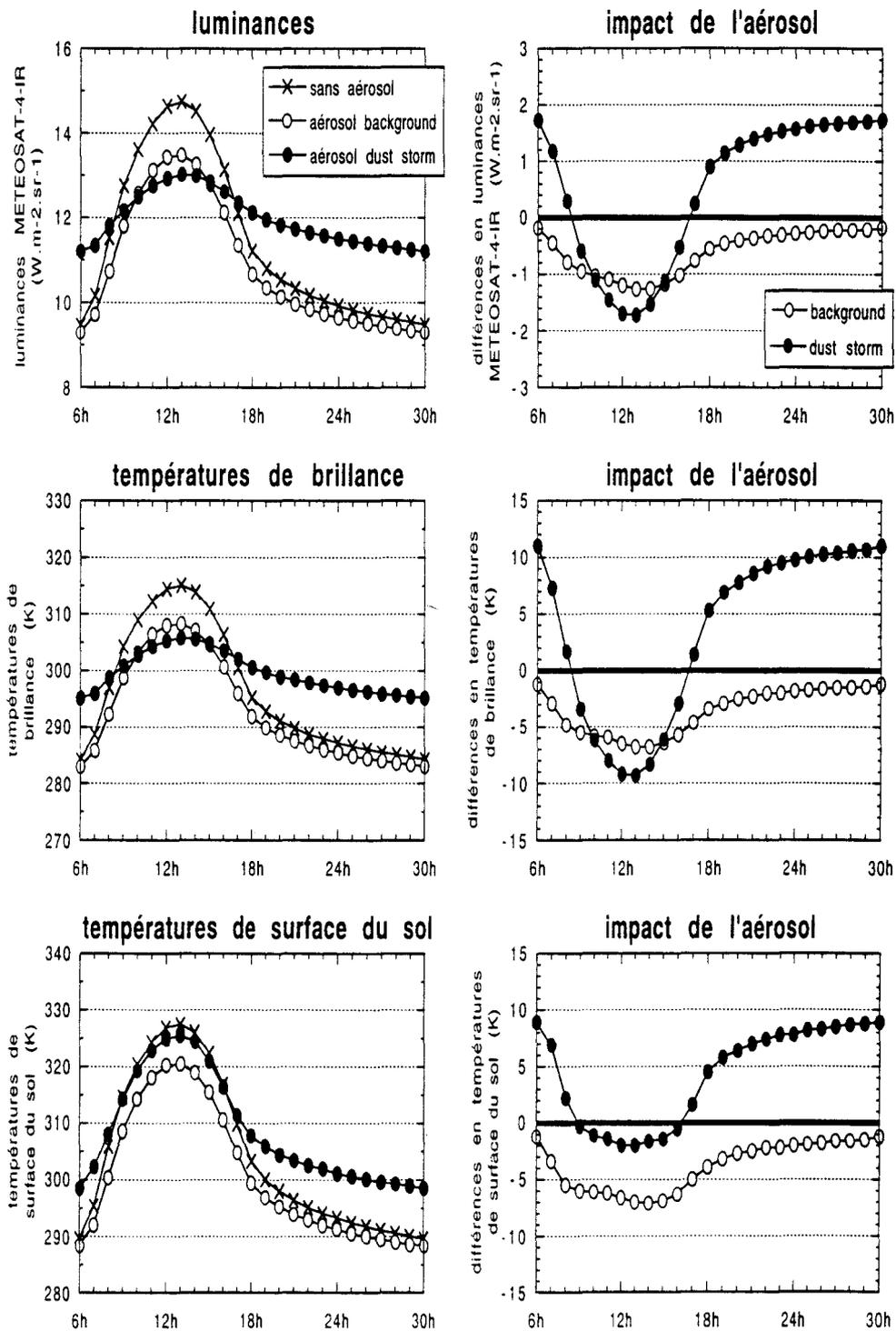


Figure 4.8: cycles diurnes des luminances émergente (à gauche en haut), des températures de brillance (à gauche au milieu) et des températures de surface (à gauche en bas) obtenus en présence et en l'absence d'aérosol, et différences respectives entre ces deux types de résultats (à droite). Les poussières, si présentes, sont réparties uniformément entre le sol et la hauteur de 1.2 km et associées à une épaisseur optique de 1 à  $\lambda = 0.55 \mu\text{m}$ .

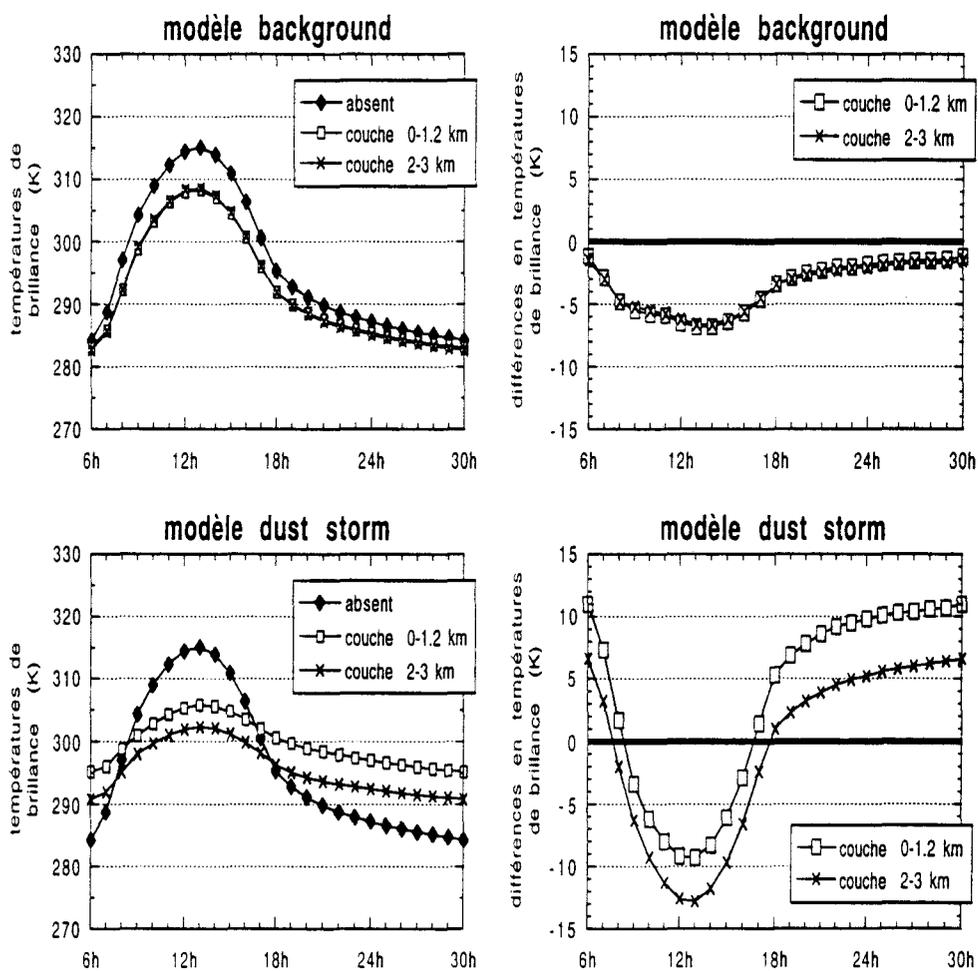


Figure 4.9: cycles diurnes des températures de brillance en présence et en l'absence d'aérosol désertique (à gauche) et des différences entre ces deux types de situation (à droite), considérant deux répartitions verticales distinctes pour l'aérosol, celui-ci étant décrit par les modèles *background* (en haut) et *dust storm* (en bas).

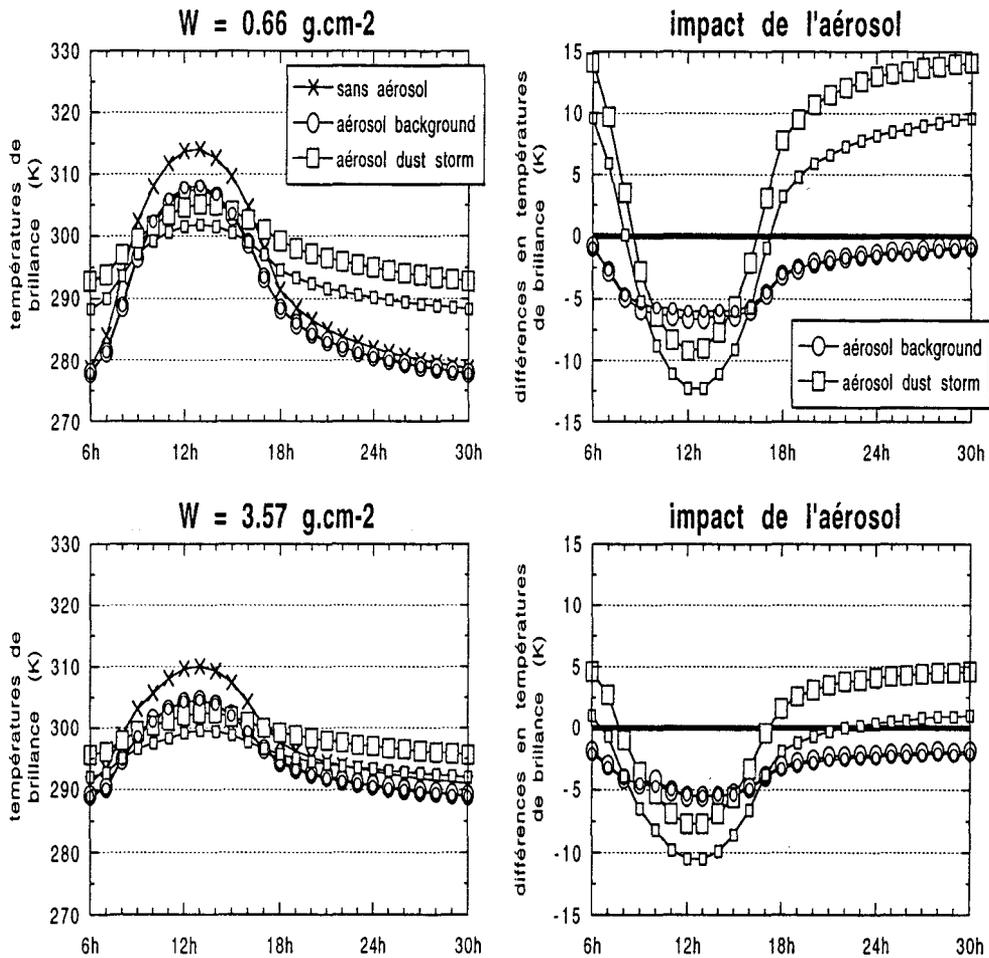


Figure 4.10: cycles diurnes des températures de brillance en présence et en l'absence d'aérosol désertique (à gauche) et des différences entre ces deux types de situation (à droite), en prenant compte de deux contenus distincts en vapeur d'eau,  $W \simeq 0.66 \text{ g.cm}^{-2}$  (en haut) et  $W \simeq 3.57 \text{ g.cm}^{-2}$  (en bas). L'aérosol, si présent, est réparti soit entre le sol et la hauteur de  $1.2 \text{ km}$  (les grands cercles et carrés) soit entre les niveaux de  $2$  et de  $3 \text{ km}$  (les symboles petites), étant associé toujours à une épaisseur optique de  $1$  à  $\lambda = 0.55 \mu\text{m}$ . Ces résultats correspondent à une surface au sol caractérisée par une réflectance de  $0.25$  et par une émissivité de  $0.90$ .

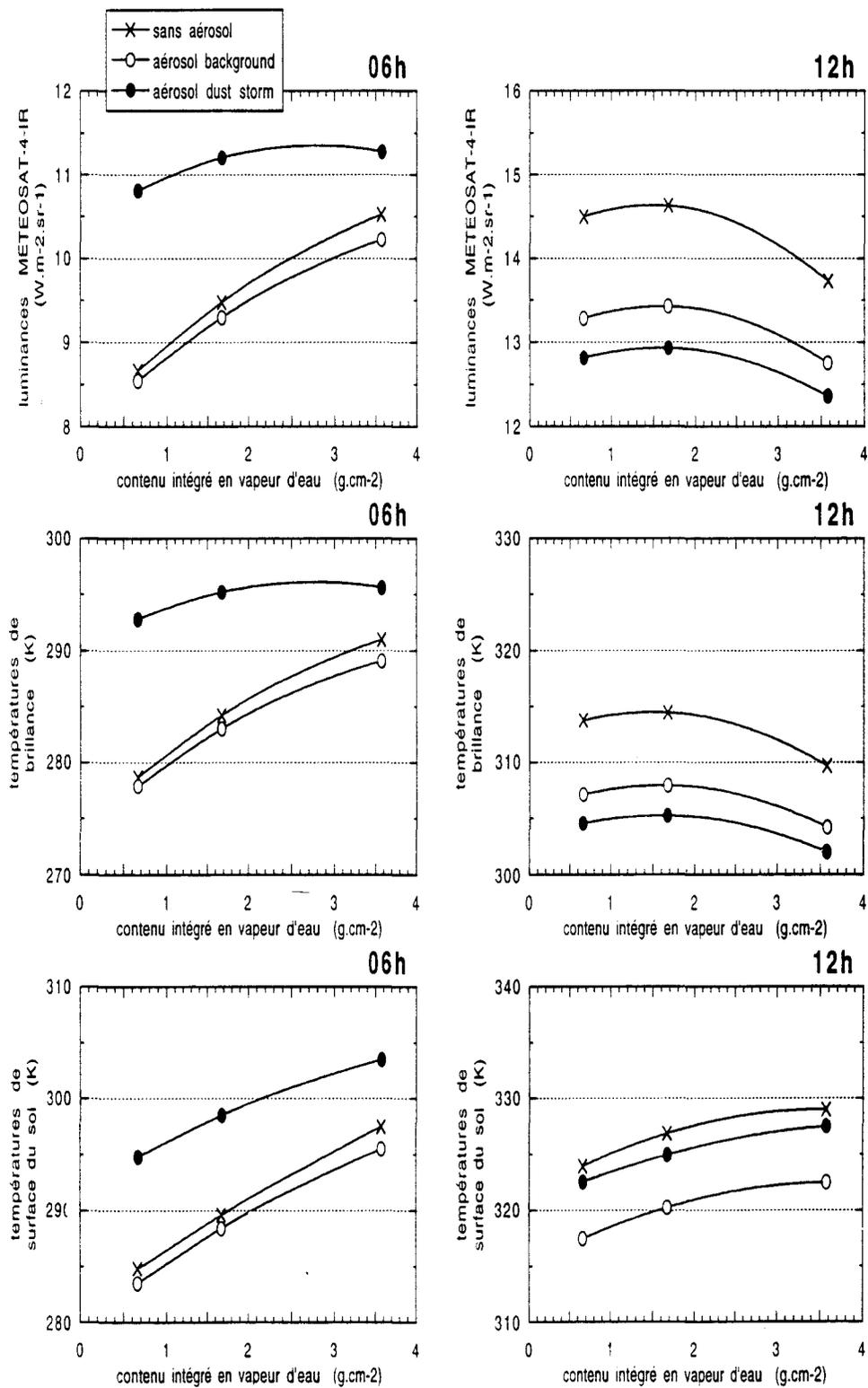


Figure 4.11: dépendance entre les luminances émergentes (en haut), les températures de brillance (au milieu) et les températures de surface (en bas) et le contenu en vapeur d'eau  $\tau_1$ , à deux moments du cycle diurne, 06<sup>h</sup> (à gauche) et midi (à droite), en présence et en l'absence d'aérosol désertique. Celui-ci, si présent, est réparti uniformément entre le sol et la hauteur de 1.2 km, et associé à une épaisseur optique de 1 à  $\lambda = 0.55 \mu\text{m}$ . Ces résultats correspondent à une surface au sol caractérisée par une réflectance de 0.25 et par une émissivité de 0.90 .

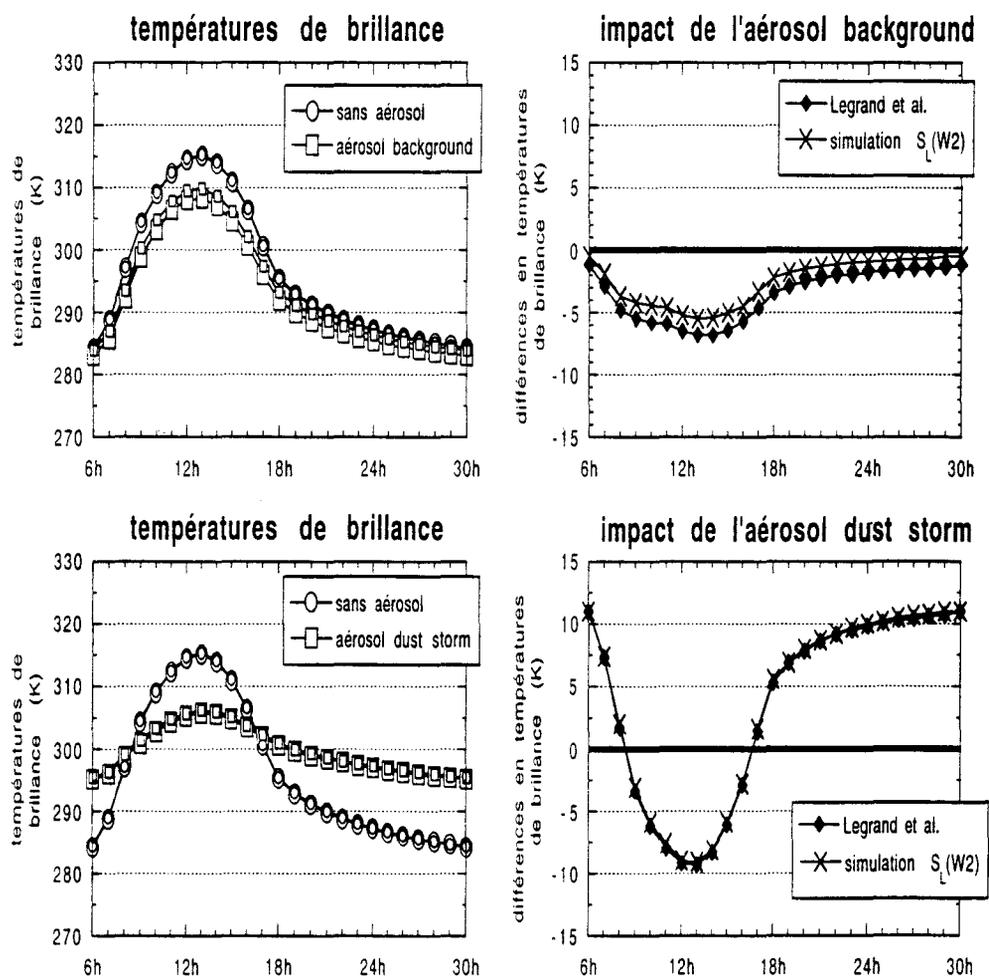


Figure 4.12: cycles diurnes des températures de brillance obtenus en adoptant deux conditions initiales distinctes (à gauche), et influence de ce choix sur l'évaluation de la différence entre les résultats correspondant à la présence et à l'absence d'aérosol désertique (à droite). Ces résultats ont été obtenus en considérant un contenu en vapeur d'eau d'environ  $1.67 \text{ g.cm}^{-2}$ .

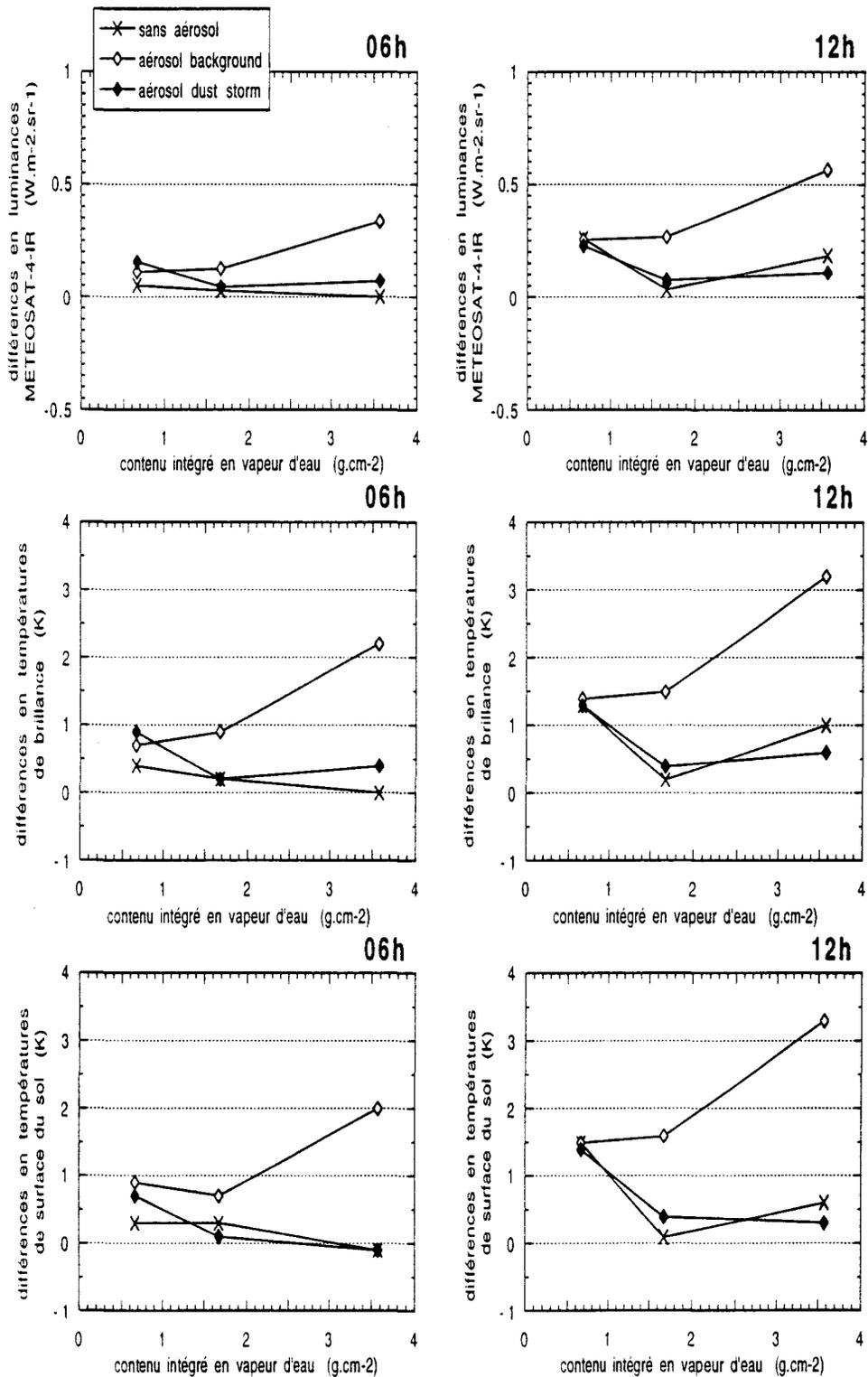


Figure 4.13: influence du choix de la condition initiale sur les variations des luminances, des températures de brillance et des températures de surface du sol, sans et avec aérosol désertique, en fonction du contenu en vapeur d'eau. Cette influence est mesurée par la différence entre les résultats respectifs obtenus en prenant compte des deux conditions initiales commentées dans le texte.

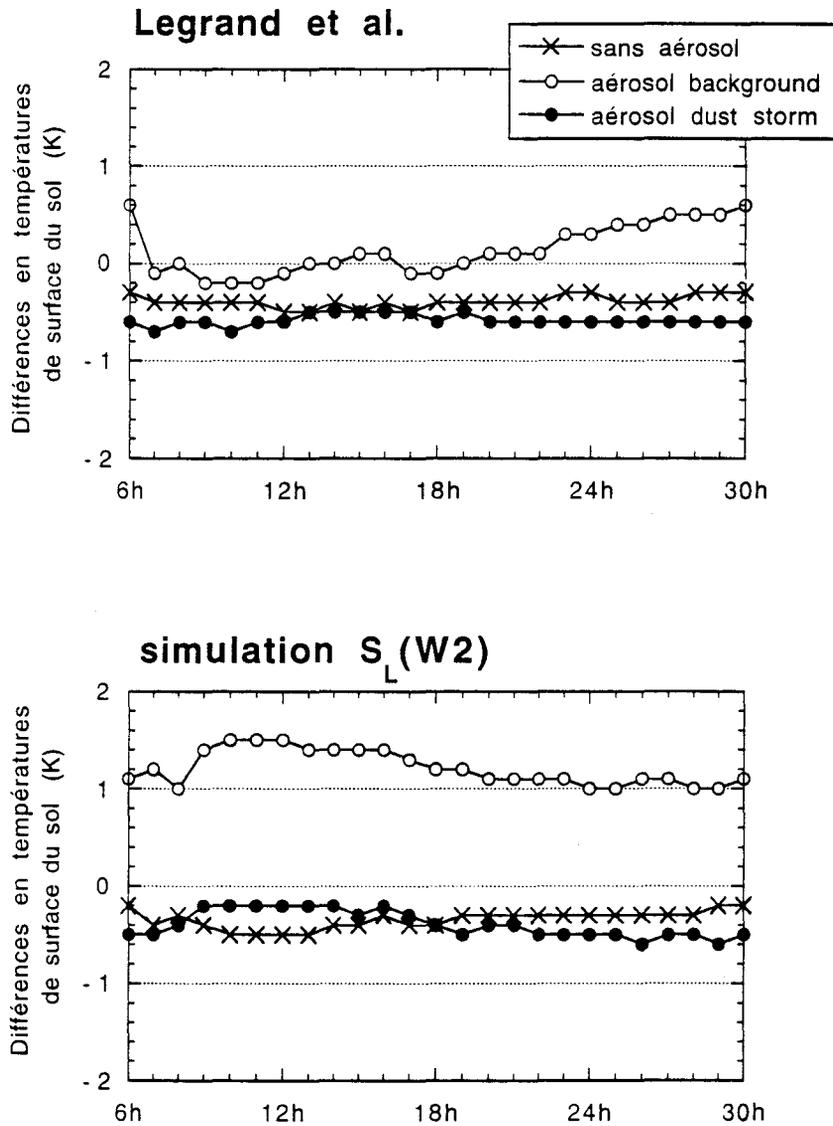


Figure 4.14: différence entre cycles diurnes de la température de surface du sol respectifs à une même période de simulation, celui identifié comme le premier reproductible (à  $0.25 K$  près, toutes les heures) et celui obtenu lors du vingtième jour. Chaque courbe correspond à une situation distincte, en présence ou en l'absence d'aérosol désertique, prenant en compte soit la condition initiale employée par Legrand *et al.* (en haut) soit le profil indiqué dans la figure 2.13 comme résultat de la simulation  $S_L(W2)$  (en bas).



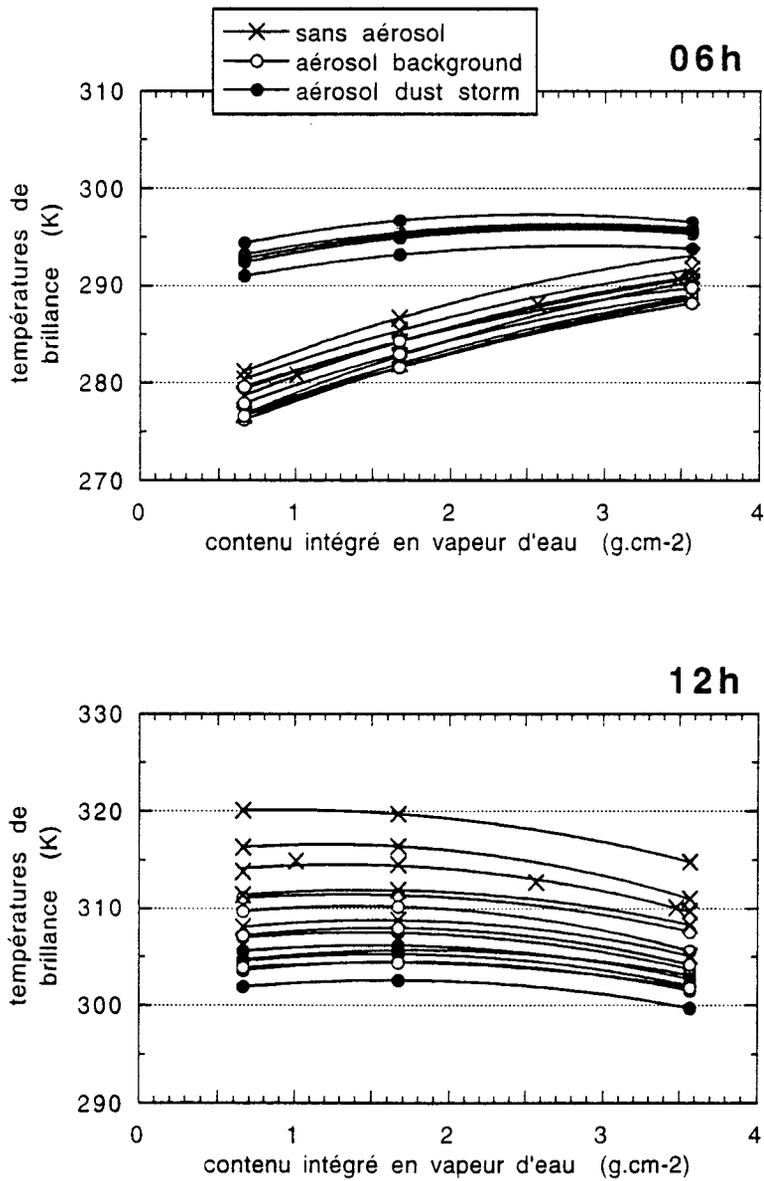


Figure 4.15: dépendance entre les températures de brillance et le contenu en vapeur d'eau à deux moments du cycle diurne, 06<sup>h</sup> (en haut) et midi (en bas), en présence et en l'absence d'aérosol désertique, en considérant cinq choix distincts pour les propriétés radiatives de la surface au sol (les mêmes pris en compte dans la figure 4.6). L'aérosol, si présent, est réparti uniformément entre le sol et la hauteur de 1.2 km, étant associé à une épaisseur optique de 1 à  $\lambda = 0.55 \mu\text{m}$ .

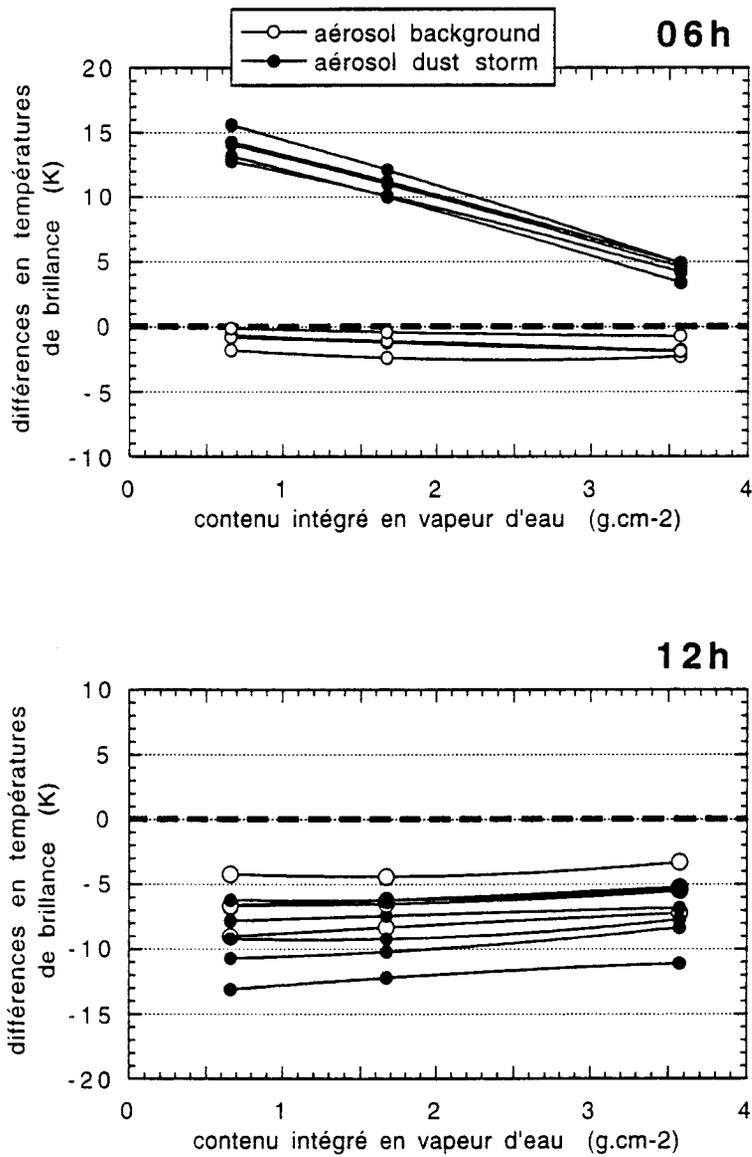


Figure 4.16: comme dans la figure précédente, mais présentant les différences entre les résultats respectifs obtenus en présence et en l'absence d'aérosol.



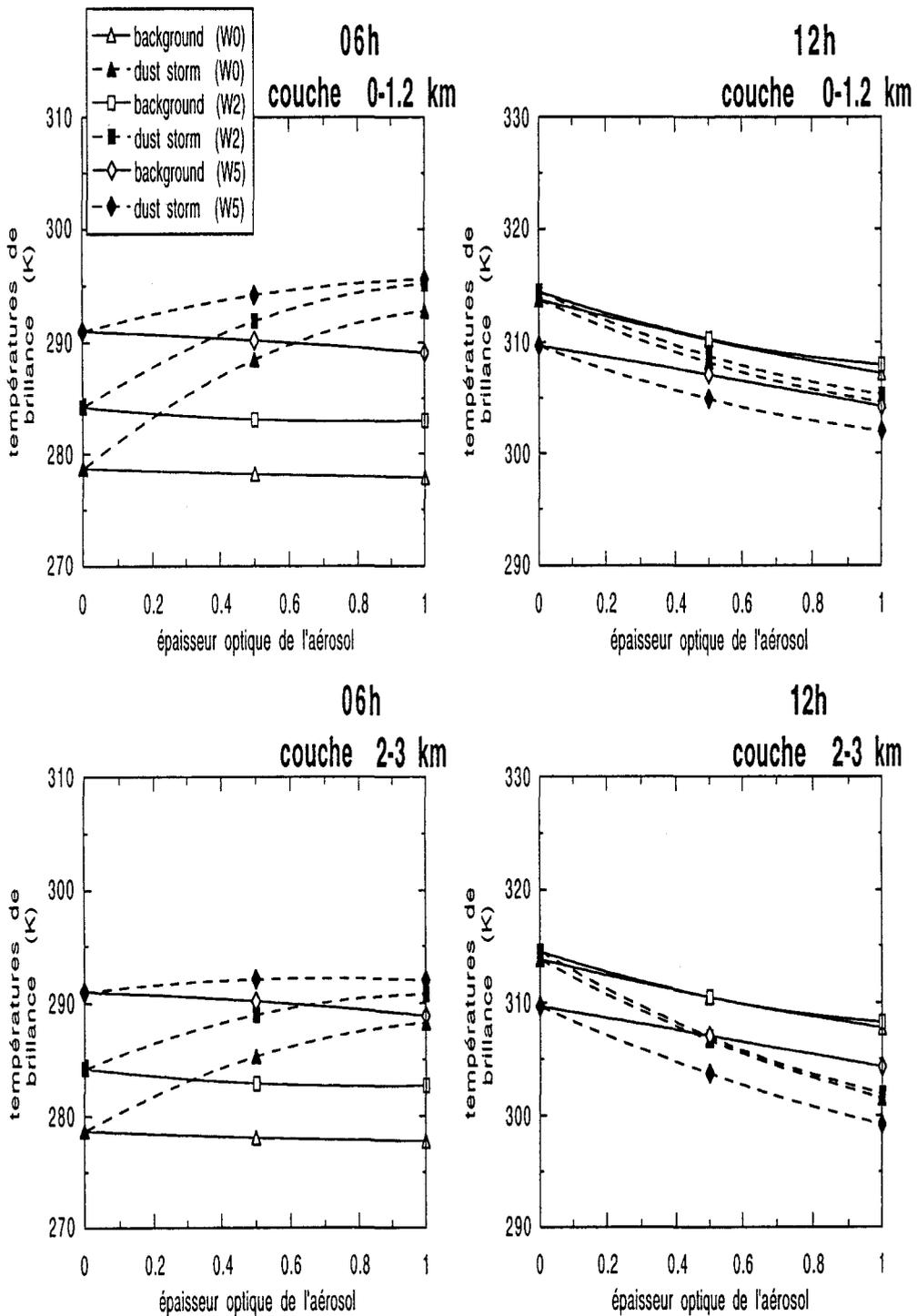


Figure 4.17: dépendance entre les températures de brillance et l'épaisseur optique de l'aérosol à  $\lambda = 0.55 \mu\text{m}$  pour les modèles *background* et *dust storm* de poussières désertiques, en considérant trois contenus distincts en vapeur d'eau ( $W_0 \simeq 0.66$ ,  $W_2 \simeq 1.67$  et  $W_5 \simeq 3.57 \text{ g.cm}^{-2}$ ) et deux moments du cycle diurne,  $06^h$  (à gauche) et  $12^h$  (à droite). Les particules en suspension se trouvent réparties uniformément dans une couche située soit en contact avec le sol (diagrammes en haut) soit en altitude (diagrammes en bas).



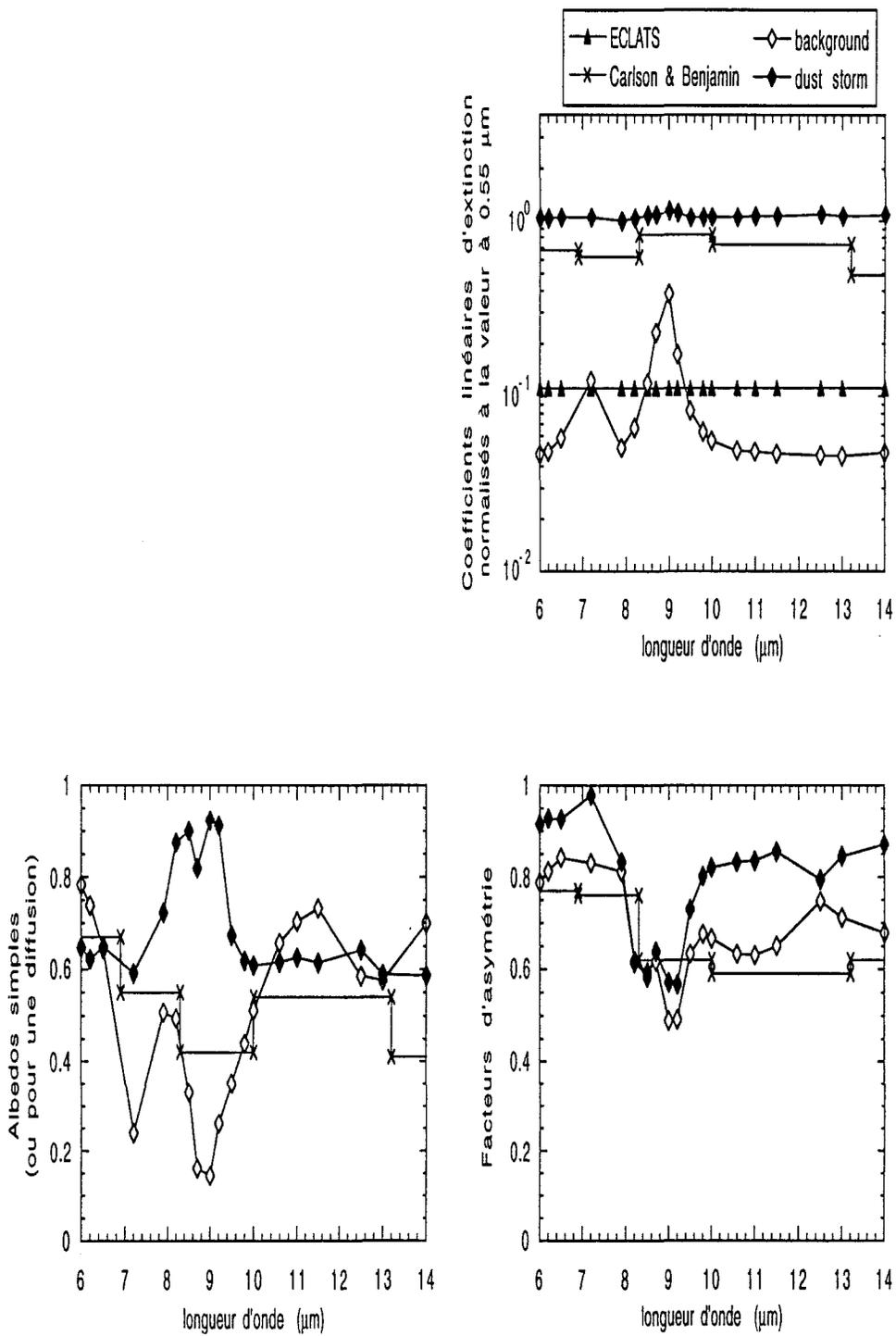


Figure 4.18: comparaison entre les quatre modèles d'aérosol désertique décrits dans notre sous-chapitre 1.3, en termes de dépendance spectrale de leurs propriétés optiques: coefficient linéaire d'extinction normalisé à  $0.55 \mu\text{m}$  (en haut à droite), albedo simple (en bas à gauche) et facteur d'asymétrie (en bas à droite). Rappelons que ces deux derniers sont supposés nuls pour le modèle ECLATS.

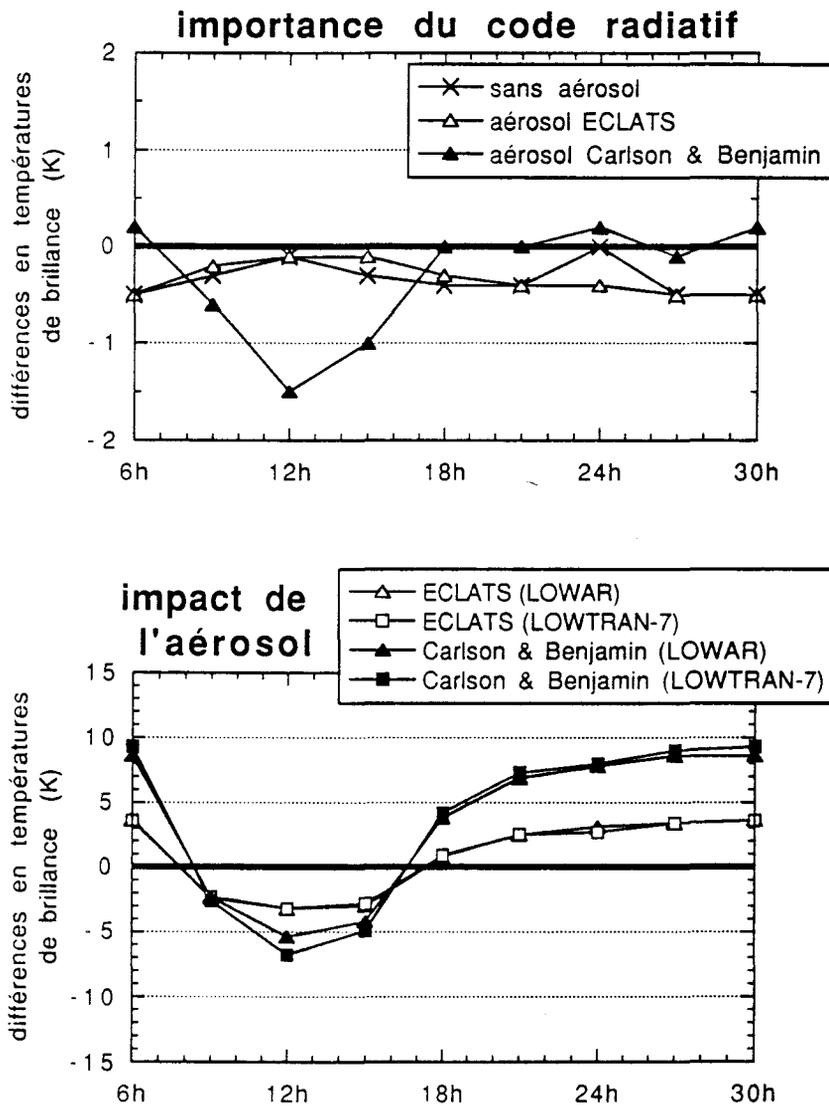


Figure 4.19: différences entre les températures de brillance déduites par l'application des codes LOWTRAN-7 et LOWAR sur les profils verticaux de température obtenus par Legrand *et al.* (1992), en l'absence et en présence d'aérosol (en haut), et les évaluations respectives de l'impact des poussières (en bas), tout au long de la journée.



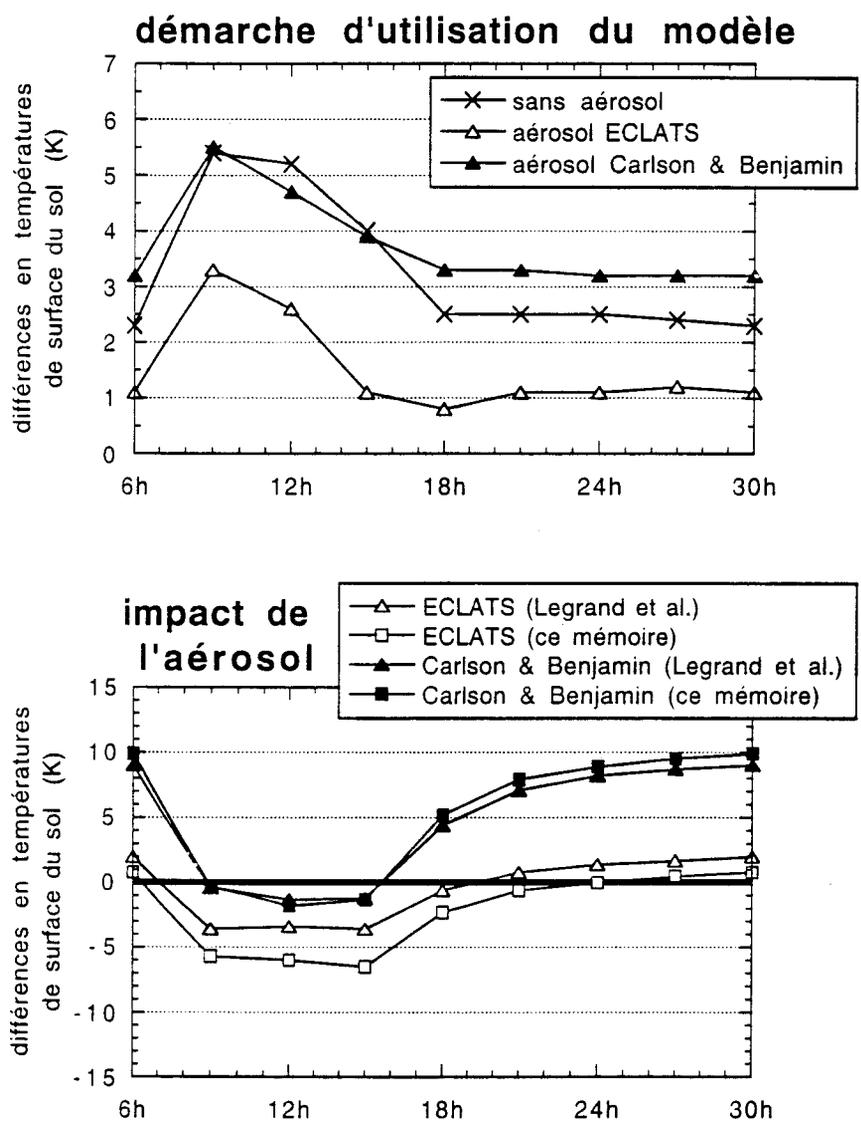


Figure 4.20: différences entre les températures de surface observées lors du premier cycle diurne reproductible (démarche employée dans ce mémoire) et celles obtenues par Legrand *et al.*, en l'absence et en présence d'aérosol (en haut), et les évaluations respectives de l'impact des poussières (en bas), tout au long de la journée.



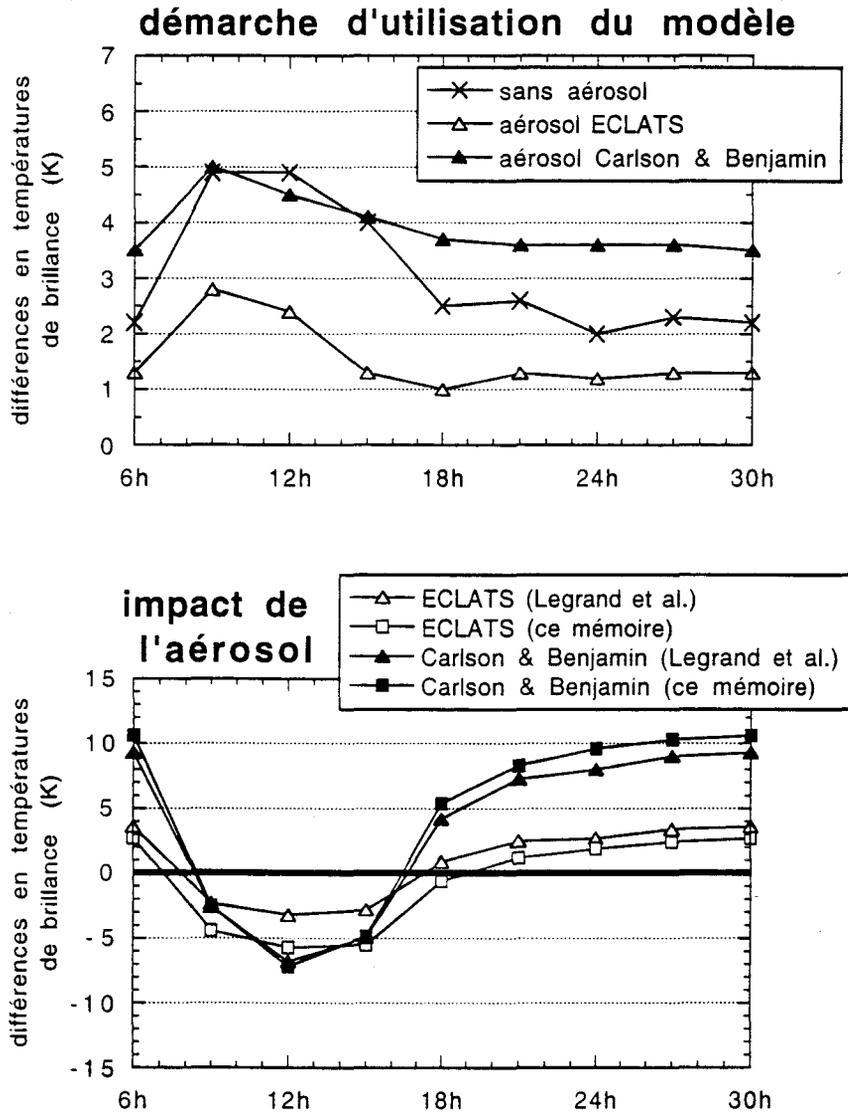


Figure 4.21: différences entre les températures de brillance déduites par l'application du code LOWTRAN-7 sur les profils verticaux de température observés lors du premier cycle diurne reproductible et celles déduites en appliquant le même code sur les profils de température obtenus par Legrand *et al.* (en haut), et les évaluations respectives de l'impact des poussières (en bas), tout au long de la journée.



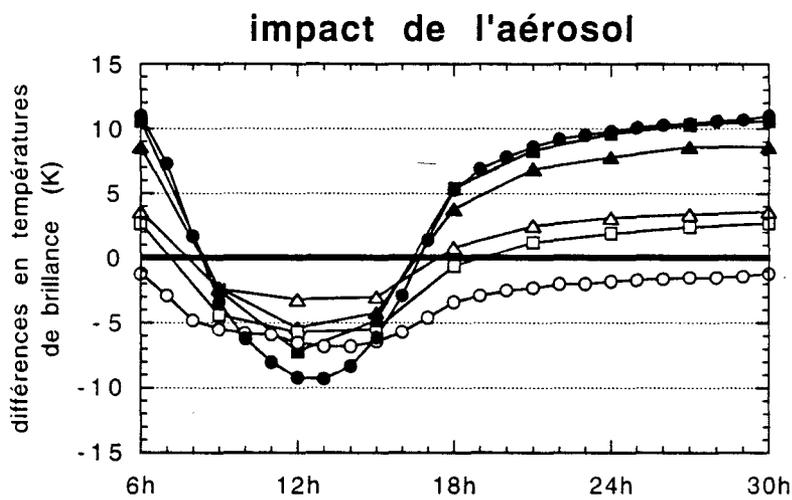
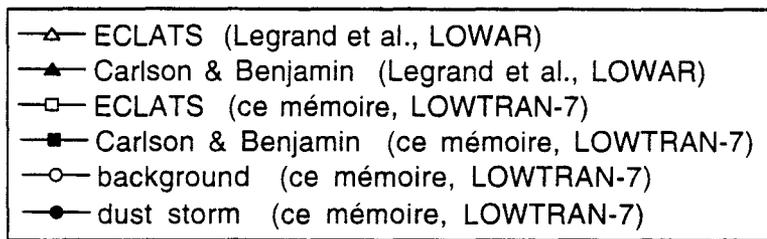


Figure 4.22: cycles diurnes des différences entre les luminances émergentes obtenues en présence et en l'absence d'aérosol désertique, comparant toujours les résultats issus d'une même démarche (Legrand *et al.* ou ce mémoire) et de l'application d'un même code (LOWAR ou LOWTRAN-7).

**Chapitre 5 –  
Estimation du Contenu en  
Aérosol Désertique par  
l’Interprétation Quantitative  
de l’Imagerie METEOSAT-IR**

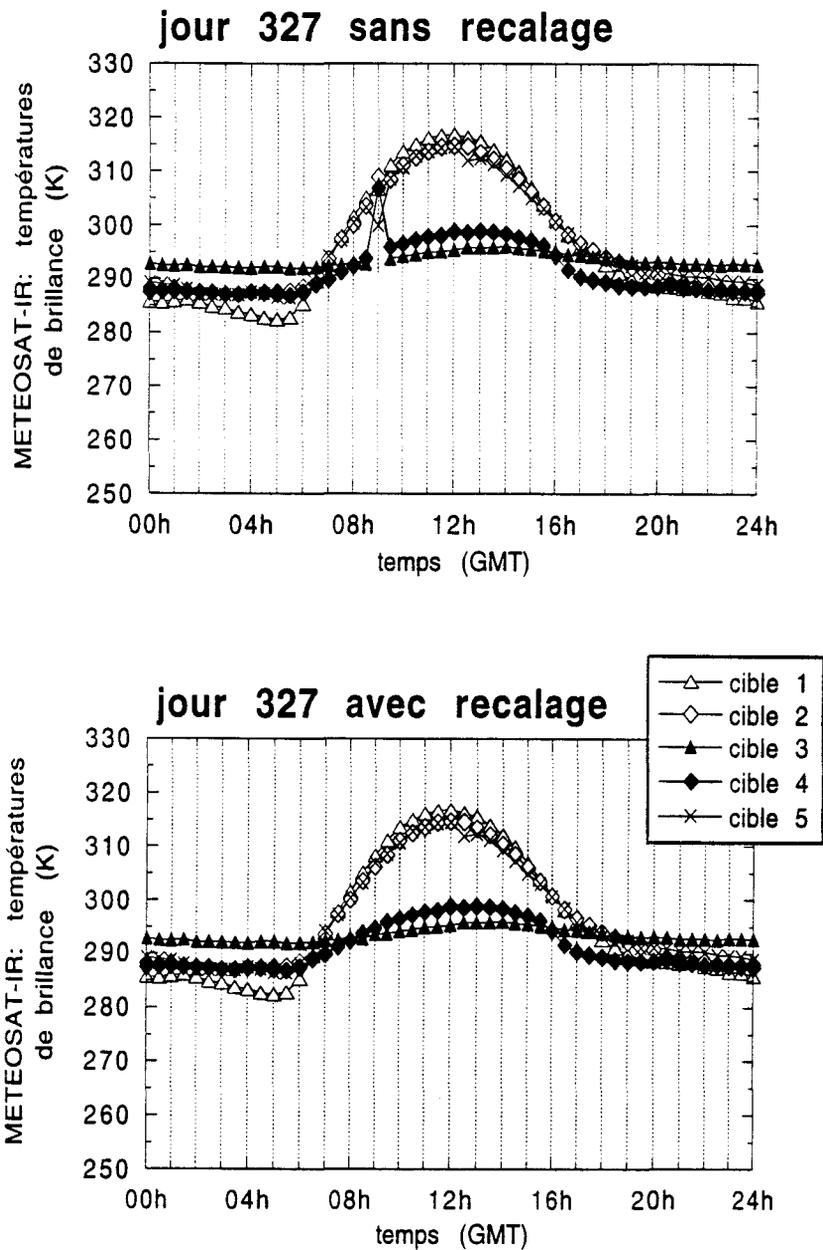


Figure 5.1: cycles diurnes des températures de brillance associées à cinq cibles choisies par son homogénéité spatiale dans la région du Lac Chad, tout au long du jour  $n^{\circ}327$  de 1989 (23 Novembre). Les symboles noirs dénotent deux cibles internes aux limites du lac, correspondant à des profondeurs distinctes, tandis que les autres symboles indiquent trois cibles semi-désertiques disposées autour du lac. Les diagrammes du haut et du bas présentent les cycles diurnes avant et après le recalage géographique.

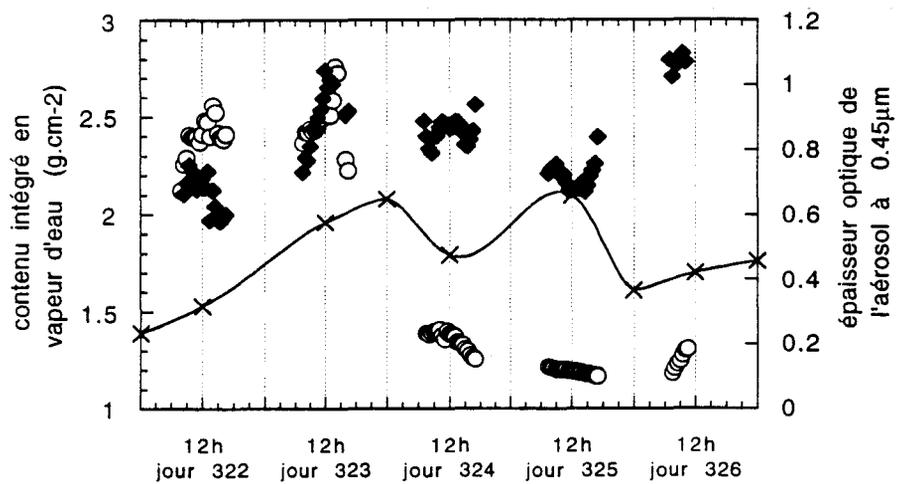


Figure 5.2: évolution temporelle des déterminations photométriques du contenu en vapeur d'eau (losanges noirs) et de l'épaisseur optique de l'aérosol à  $\lambda = 0.45 \mu\text{m}$  (cercles blancs) effectuées au cours de l'expérience STARS-1. Les croix indiquent les évaluations du contenu en vapeur d'eau issues des radio-sondages météorologiques effectuées depuis l'aéroport de Niamey.

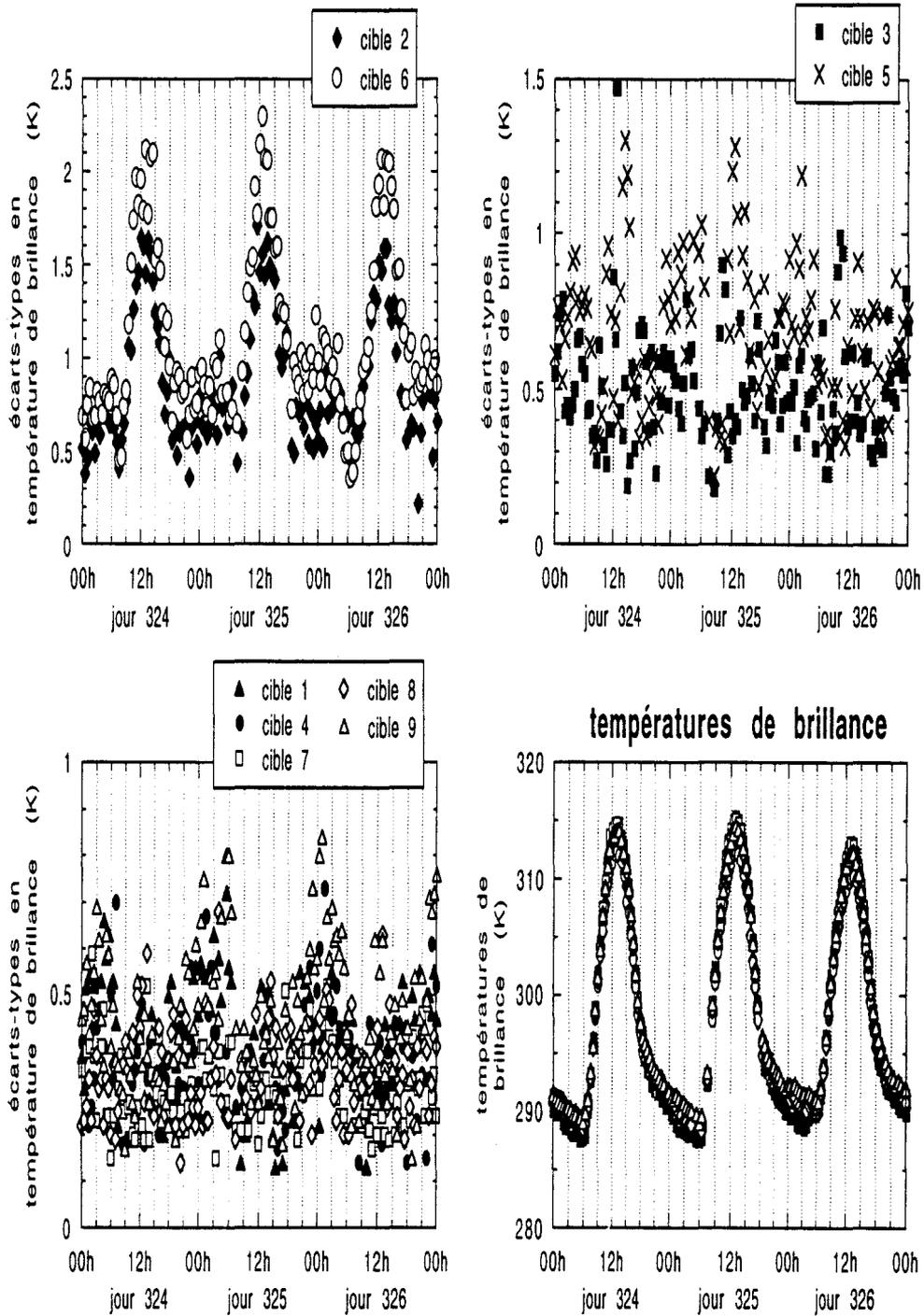


Figure 5.3: évolution temporelle des températures de brillance moyennes sur chacune des 9 cibles retenues (en bas à droite) et des écarts-types respectifs (à gauche et en haut, selon le domaine des valeurs), au cours de trois journées relativement libres de la présence des nuages.

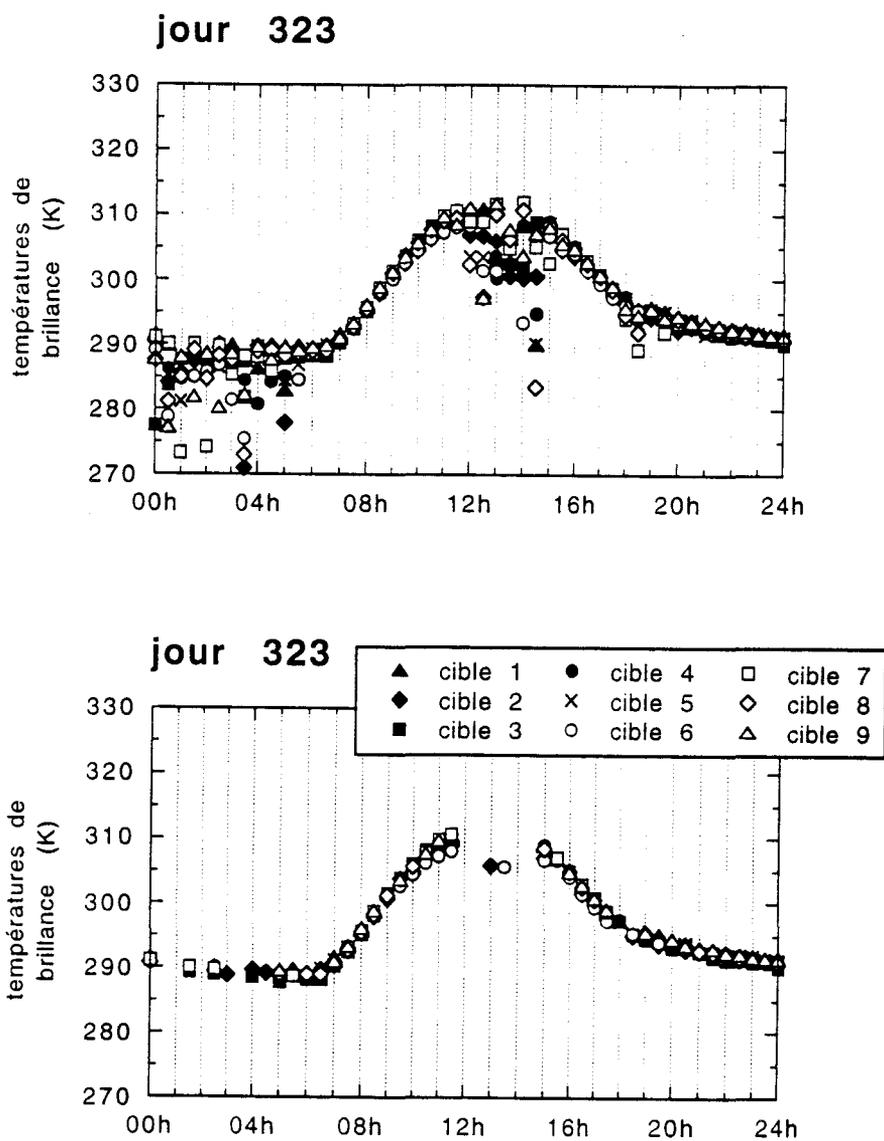


Figure 5.4: exemple d'application du critère d'identification de la présence des nuages basé sur les valeurs minimales de l'écart-type observé à chaque moment du cycle diurne pour chaque cible de neuf éléments d'image. Les diagrammes affichent les températures de brillance moyennes sur chaque cible avant (en haut) et après (en bas) l'application du critère proposé.



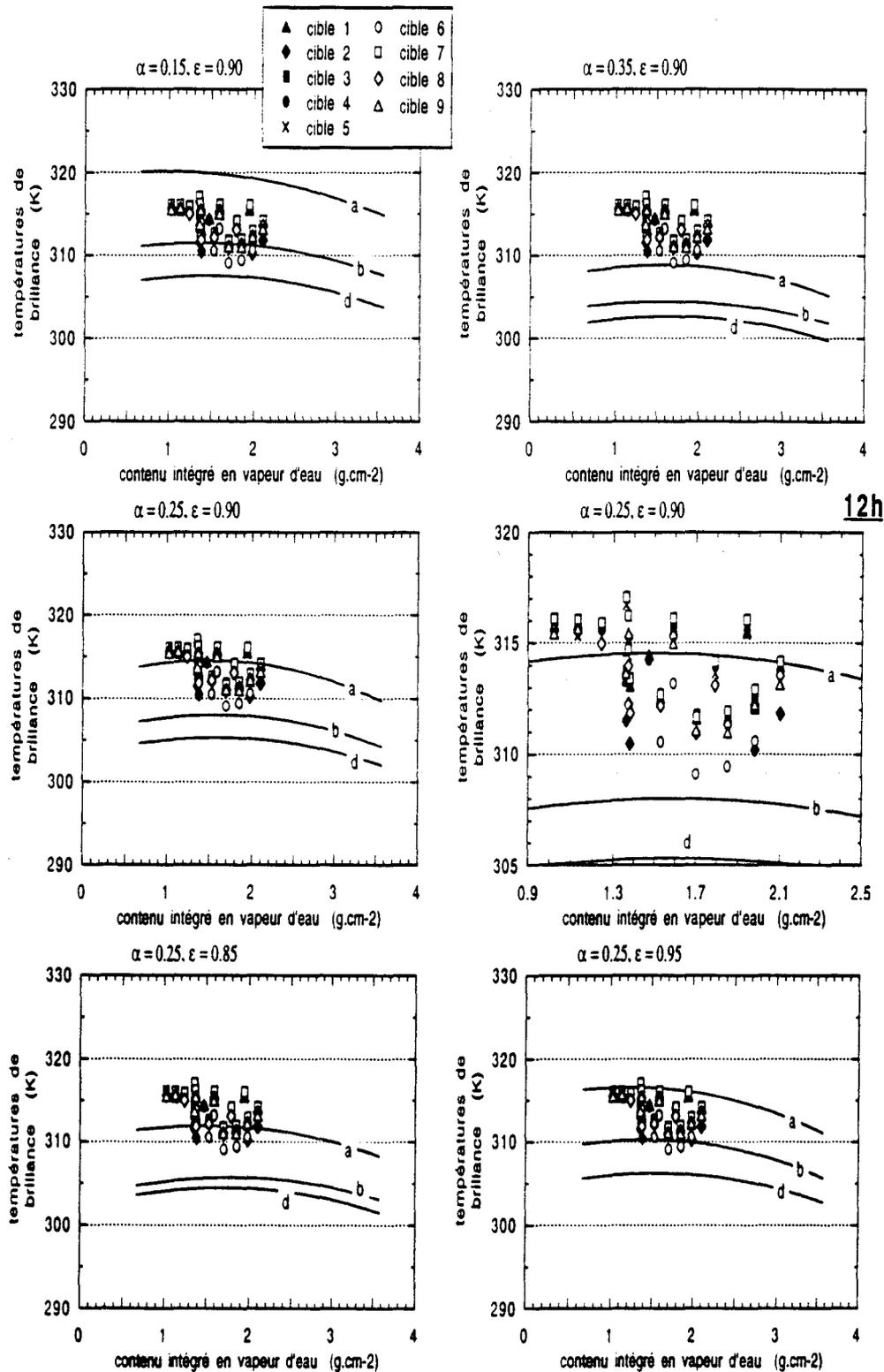


Figure 5.5: comparaison entre simulations (les courbes) et données expérimentales METEOSAT-IR acquises au-dessus de neuf cibles voisines aux alentours de Tillabery (les symboles), à midi. Les diagrammes en haut et en bas correspondent à des choix distincts pour les propriétés radiatives de la surface par rapport au choix représenté au milieu (réflectance de 0.25 et émissivité de 0.90). Chaque courbe indique une condition atmosphérique distincte: en l'absence d'aérosol (a), en présence d'aérosol *background* (b) et en présence d'aérosol *dust storm* (d).



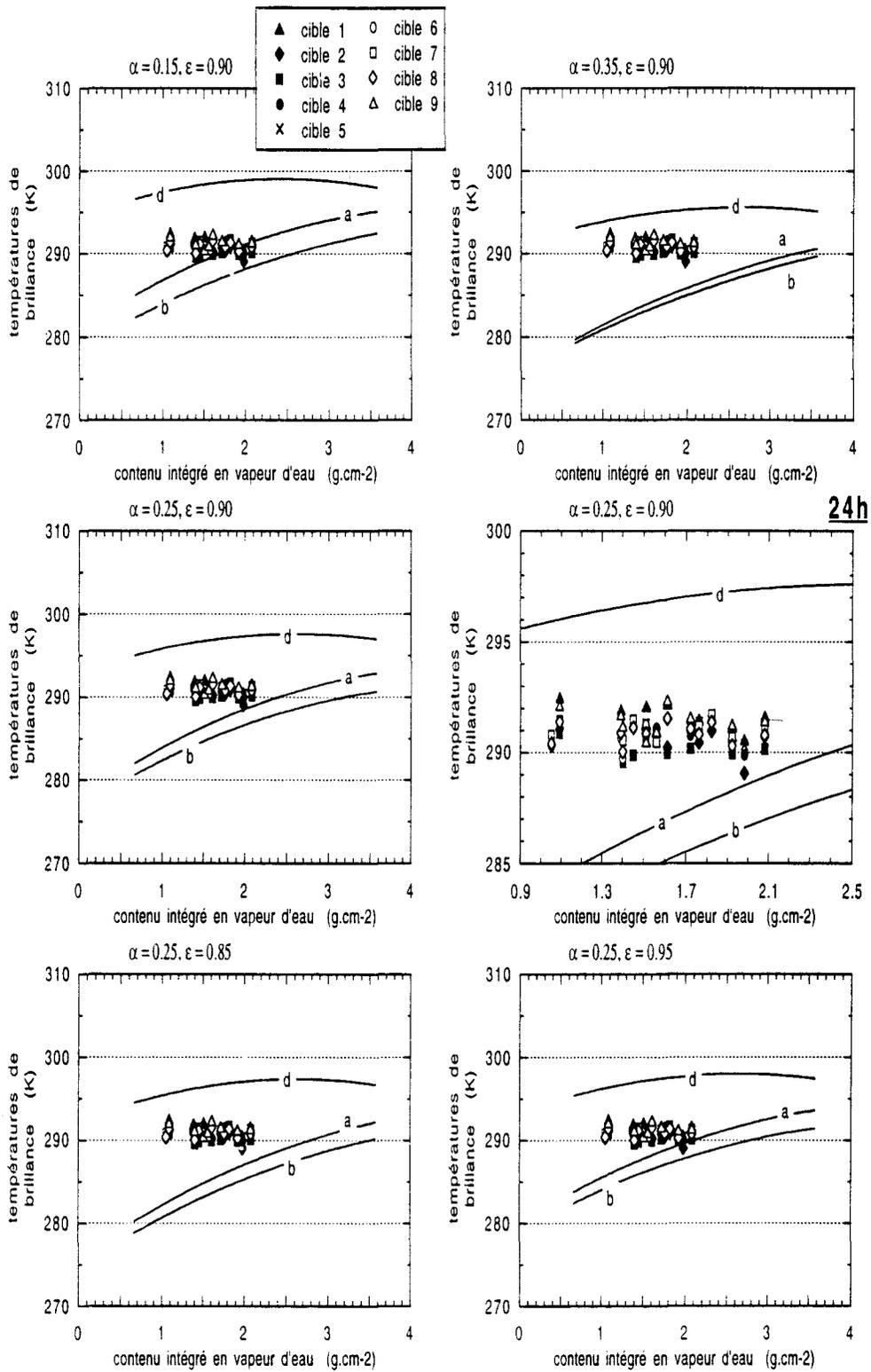


Figure 5.6: comme dans la figure précédente, mais en considérant les valeurs respectives à minuit.



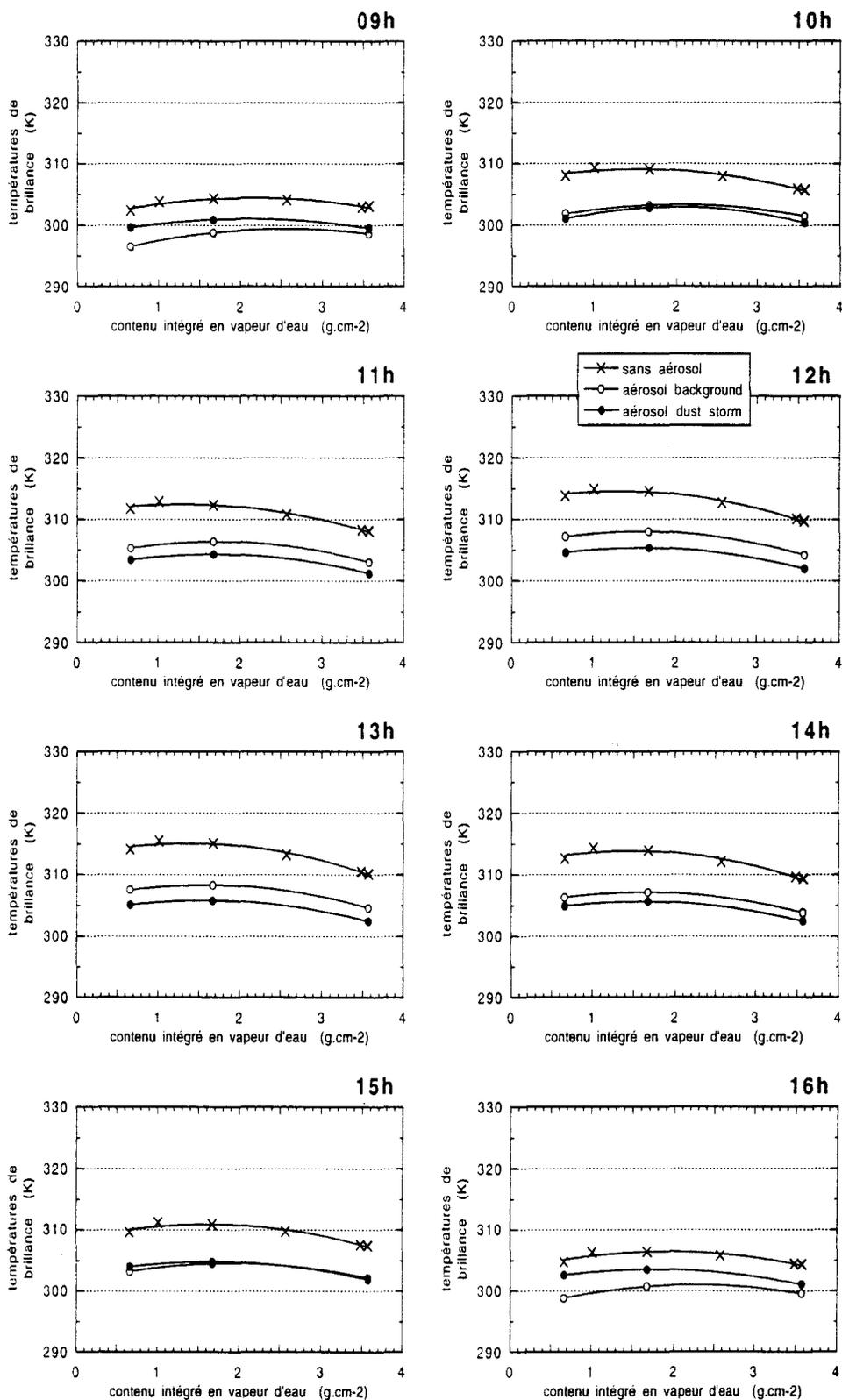


Figure 5.7: dépendance entre les luminances émergentes dans la région spectrale  $10.5 - 12.5 \mu\text{m}$  et le contenu en vapeur d'eau, en l'absence et en présence d'aérosol désertique, à plusieurs moments entre le milieu de la matinée et le milieu de l'après-midi. L'aérosol, si présent, est réparti uniformément entre le sol et la hauteur de  $1.2 \text{ km}$ , étant associé à une épaisseur optique de 1 à  $\lambda = 0.55 \mu\text{m}$ . Ces résultats correspondent à une surface au sol caractérisée par une réflectance de 0.25 et par une émissivité de 0.90 .

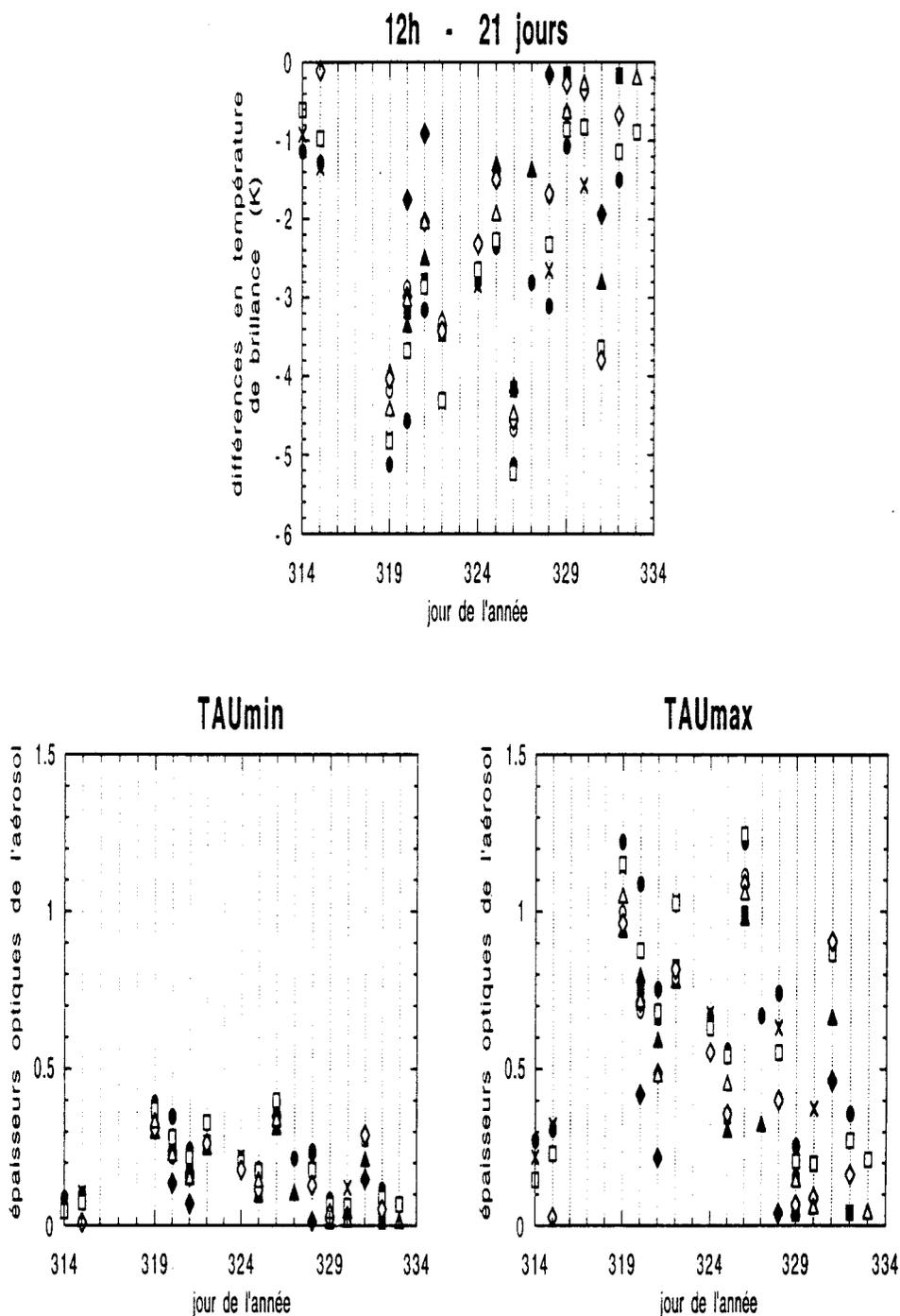


Figure 5.8: évolution temporelle des différences  $\Delta T_B$  (en haut) et des évaluations extrêmes de l'épaisseur optique de l'aérosol (en bas) sur 21 jours à midi, sur chacune des 9 cibles retenues. Les symboles gardent le même rapport avec les cibles que dans les figures 5.5 et 5.6. La signification des notations  $\tau_{max}$  et  $\tau_{min}$  est précisée dans le texte. Chaque ligne verticale correspond à une journée.

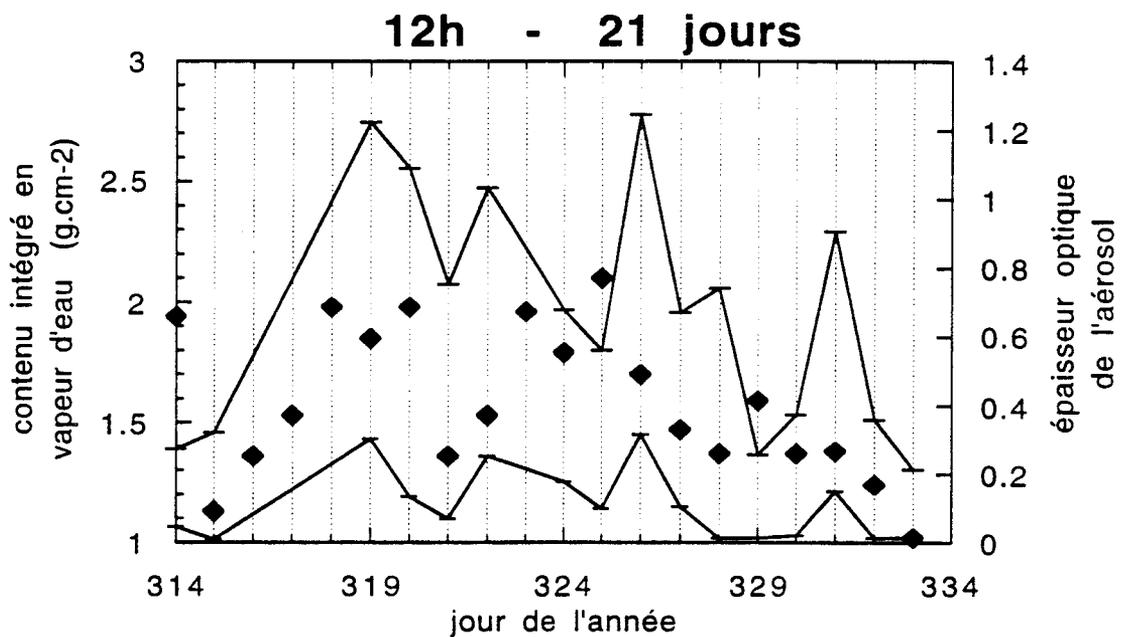


Figure 5.9: évolution temporelle du contenu intégré en vapeur d'eau dans l'atmosphère (les losanges, échelle à gauche) et de l'épaisseur optique de l'aérosol (les paliers reliés par des lignes, échelle à droite). Cette dernière est présentée sous la forme d'intervalle entre deux extrêmes (voir texte). Chaque ligne verticale correspond à une journée.



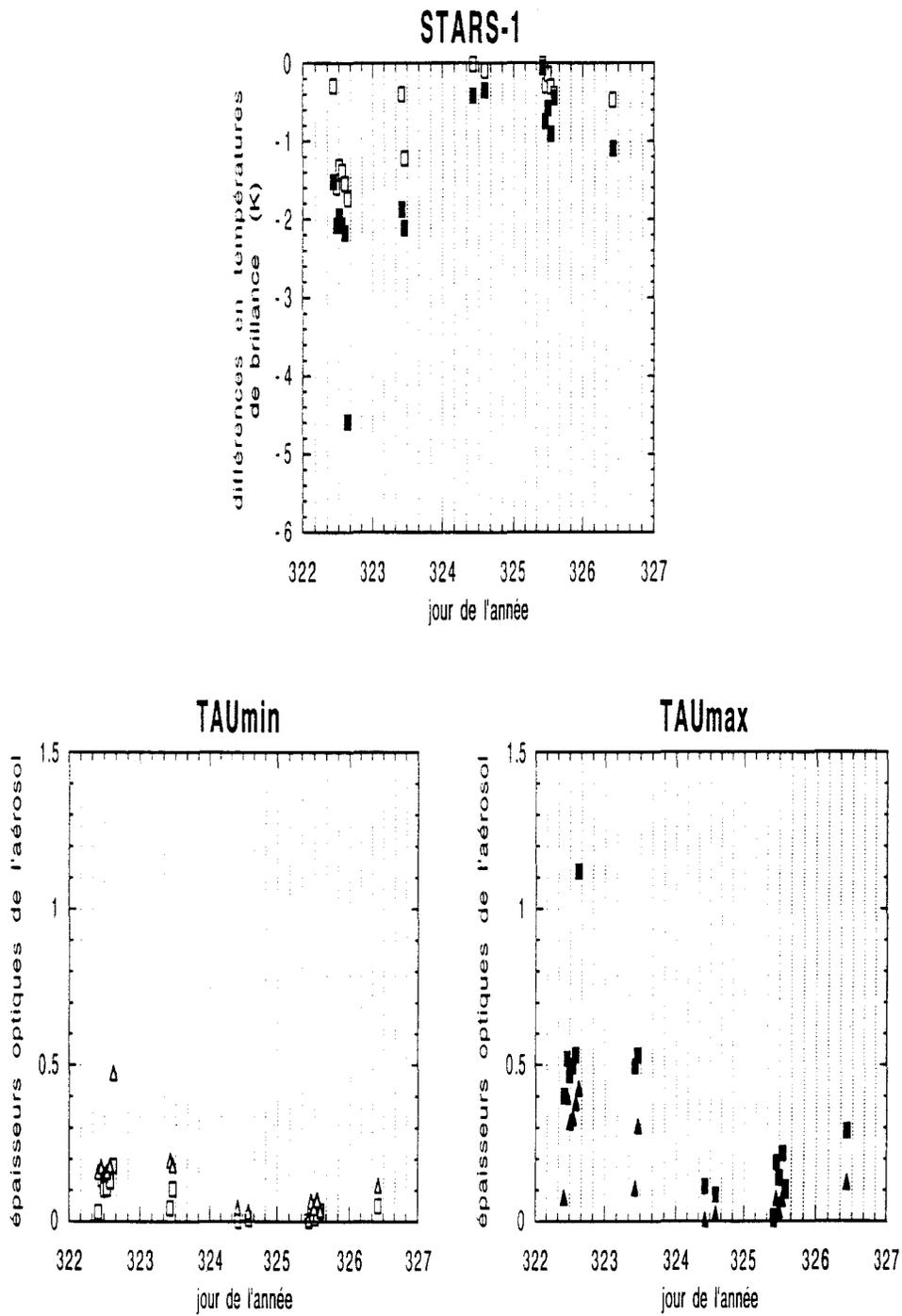


Figure 5.10: évolution temporelle des différences  $\Delta T_B$  (en haut) et des évaluations extrêmes de l'épaisseur optique de l'aérosol (en bas) au cours du déroulement de l'expérience STARS-1, entre 10<sup>h</sup> et 15<sup>h</sup>. La signification des notations  $\tau_{max}$  et  $\tau_{min}$  est précisée dans le texte. Chaque ligne verticale correspond à une période de quatre heures.

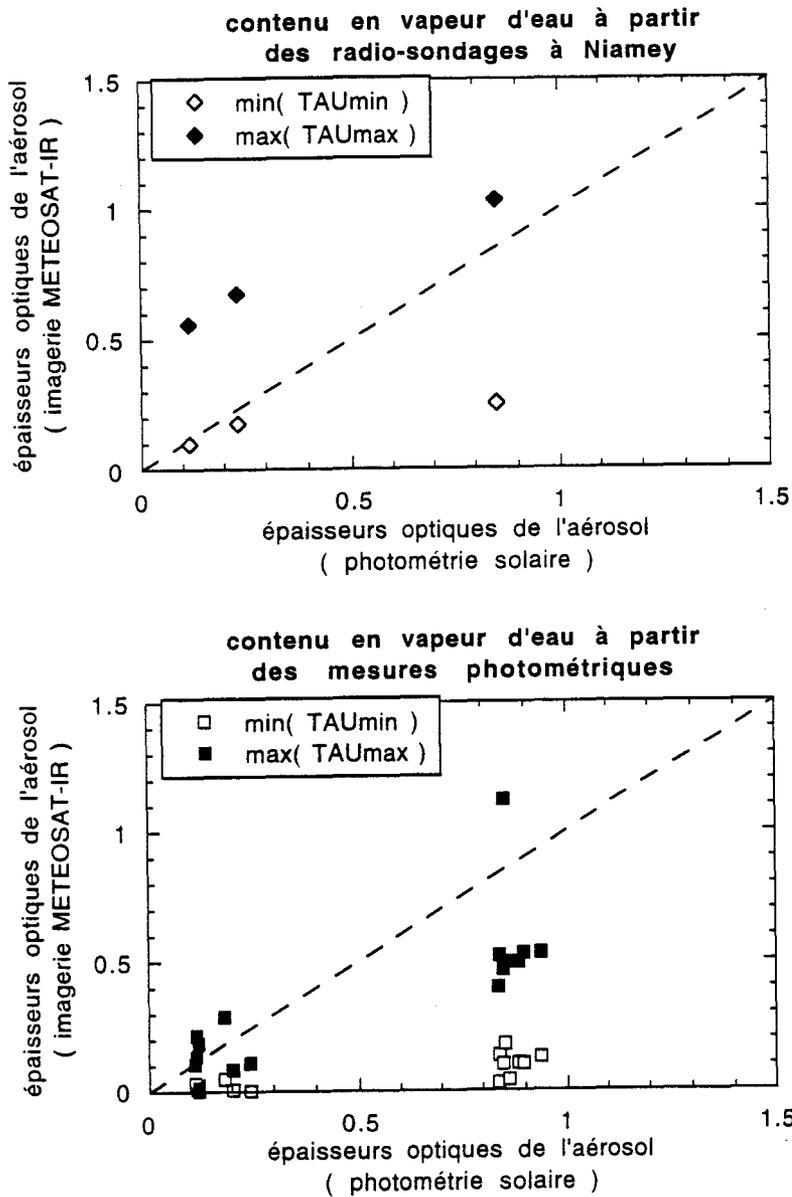


Figure 5.11: comparaison entre deux estimations de l'épaisseur optique de l'aérosol, celle basée sur les mesures photométriques effectuées sur le terrain (en abscisse) et celle déduite de l'analyse de l'imagerie METEOSAT-IR par l'intermédiaire des simulations obtenues dans ce mémoire (en ordonnée). Les diagrammes présentent les résultats de l'étude des données METEOSAT-IR en collaboration avec des évaluations distinctes du contenu en vapeur d'eau, (a) fournies par les radi-sondages effectuées depuis Niamey à midi (en haut) et (b) déduites de l'application de la méthode différentielle aux données photométriques acquises autour de  $\lambda = 0.94\mu\text{m}$  entre  $10^h$  et  $15^h$  (en bas). La signification des notations  $max(\tau_{max})$  et  $min(\tau_{min})$  est précisée dans le texte.

# Références

- Ackerman, S.A. – 1989 – Using the radiative temperature difference at 3.7 and 11  $\mu\text{m}$  to track dust outbreaks. *Remote Sensing of the Environment*, **27**: 129-133.
- Ackerman, S.A. & Cox, S.K. – 1982 – The Saudi Arabia heat low: aerosol distributions and thermodynamic structure. *Journal of Geophysical Research*, **87(C11)**: 8991-9002.
- Ackerman, S.A. & Cox, S.K. – 1988 – Shortwave radiative parameterization of large atmospheric aerosols: dust and water clouds. *Journal of Geophysical Research*, **93(D9)**: 11063-11073.
- Ackerman, S.A. & Chung, H. – 1992 – Radiative effects of airborne dust on regional energy budgets at the top of the atmosphere. *Journal of Applied Meteorology*, **31**: 223-233.
- d’Almeida, G.A. – 1986 – A model for Saharan dust transport. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, **25(7)**: 903-916.
- d’Almeida, G.A. – 1987 – On the variability of desert aerosol radiative characteristics. *Journal of Geophysical Research*, **92(D3)**: 3017-3026.
- d’Almeida, G.A. & Schütz, L. – 1983 – Number, mass and volume distributions of mineral aerosol and soils of the Sahara. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, **22**: 233-243.
- d’Almeida, G.A., Koepke, P. & Shettle, E.P. – 1991 – “Atmospheric Aerosols: Global Climatology and Radiative Characteristics”. A. Deepak Publishing, Hampton, 561pp.
- Angström, A.K. – 1929 – On the atmospheric transmission of Sun radiation and on dust in the air. *Geografiska Annaler*, **11**: 156-166.

- Arino, O., Dedieu, G. & Deschamps, P.Y. – 1992 – Determination of land surface spectral reflectances using METEOSAT and NOAA/AVHRR shortwave channel data. *International Journal of Remote Sensing*, **13(12)**: 2263-2287.
- Atmospheric Research*, Editorial Comment – 1993 – Aerosol and particles. *Atmospheric Research*, **30(4)**: 197-198.
- Barton, I.J. – 1991 – Infrared continuum water vapor absorption coefficients derived from satellite data. *Applied Optics*, **30(21)**: 2929-2934.
- Barton, I.J., Zavody, A.M., O'Brien, D.M., Cutten, D.R., Saunders, R.W. & Llewellyn-Jones, D.T. – 1989 – Theoretical algorithms for satellite-derived sea surface temperatures. *Journal of Geophysical Research*, **94(D3)**: 3365-3375.
- Backer, F. – 1992 – Les mesures satellitaires. *La Recherche*, **23**: 586-590.
- Becker, F., Ramanantsizehena, P. & Stoll, M.-P. – 1985 – Angular variation of the bidirectional reflectance of bare soils in the thermal infrared band. *Applied Optics*, **24(3)**: 365-375.
- Ben-Shalom, A., Barzilai, B., Cabib, D., Devir, A.D., Lipson, S.G. & Oppenheim, U.P. – 1980 – Sky radiance at wavelengths between 7 and 14  $\mu\text{m}$ : measurement, calculation and comparison with LOWTRAN-4 predictions. *Applied Optics*, **19(6)**: 838-839.
- Bergametti, G. – 1992 – Atmospheric cycle of desert dust. in “Encyclopedia of Earth System Science” (Academic Press), vol. 1, pp. 171-182.
- Bergametti, G., Chappuis, A., Devaux, C., Druilhet, A., Fontan, J., Gaudichet, A., Gomes, L., Idé, H., Lamaud, E., Maidoukia, A. & Tinga, A. – 1992 – Atmosphere - soil exchange of mineral particles in a Sahelian area. *Hemispherical Publications*, **2**: 897-907.
- Blanchet, J.P. – 1982 – Application of the Chandrasekhar mean to aerosol optical parameters. *Atmosphere-Ocean*, **20(3)**: 189-206.

- Bonn, F. & Rochon, G. – 1992 – “Précis de Télédétection. Volume 1: Principes et Méthodes”. Presses de l’Université du Québec, 485pp.
- Box, M.A. & Lo, S.Y. – 1976 – Approximate determination of aerosol size distributions. *Journal of Applied Meteorology*, **15**: 1068-1076.
- Brognez, C. & Lenoble, J. – 1991 – Analysis of 5-year aerosol data from the Stratospheric Aerosol and Gas Experiment II. *Journal of Geophysical Research*, **96(D8)**: 15479-15497.
- Brognez, G. – 1992 – “Contribution à L’Etude des Propriétés Optiques et Radiatives des Cirrus”. Université des Sciences et Technologies de Lille, Laboratoire d’Optique Atmosphérique, Thèse d’Etat, 351pp.
- Carlson, T.N. & Caverly, R.S. – 1977 – Radiative characteristics of Saharan dust at solar wavelengths. *Journal of Geophysical Research*, **82(21)**: 3141-3152.
- Carlson, T.N. & Benjamin, S.G. – 1980 – Radiative heating rates for Saharan dust. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **37**: 193-213.
- Cautenet, G., Legrand, M., Cautenet, S., Bonnel, B. & Brogniez, G. – 1992 – Thermal impact of Saharan dust over land. Part I: simulation. *Journal of Applied Meteorology*, **31(2)**: 166-180.
- Cautenet, S. – 1988 – “Interaction d’une Circulation Mésos-Echelle de Brise de Mer avec un Cisaillement de Vent Synoptique – Application au Golfe de Guinée”. Université Blaise Pascal (Clermont-Ferrand II), Thèse d’Etat.
- Cerf, A., Fouquart, Y., Bonnel, B., Brogniez, G., Chaoui Roquai, M. & Smith, L. – 1982 – Propriétés radiatives des aérosols sahéliens. *La Météorologie*, VI<sup>ème</sup> série, n<sup>os</sup>29/30: 247-260.

Chandrasekhar, S. – 1950 – “Radiative Transfer”. Oxford University Press (republié par Dover Publications Inc., New York, 1960), 393pp.

Chaoui Roquai, – 1984 – “Caractérisation de l’aérosol à partir des mesures de l’épaisseur optique”. Université des Sciences et Techniques de Lille, Laboratoire d’Optique Atmosphérique, Thèse de Doctorat de Troisième Cycle, 93pp.

Clough, S.A., Kneizys, F.X. & Davies, R.W. – 1989 – Line shape and the water vapor continuum. *Atmospheric Research*, **23**: 229-241.

Coakley, J.A., Jr. & Bretherton, F.P. – 1982 – Cloud cover from high-resolution scanner data: detecting and allowing for partially filled fields of view. *Journal of Geophysical Research*, **87(C7)**: 4917-4932.

Cornette, W.M. – 1992 – Robust algorithm for correcting the layer problem in LOWTRAN. *Applied Optics*, **31(27)**: 5767-5769.

Coudé-Gaussen, G. & Rognon, P. – 1983 – Les poussières sahariennes. *La Recherche*, **14**: 1050-1061.

Courtin, R., McKay, C.P. & Pollack, J. – 1992 – L’effet de serre dans le système solaire. *La Recherche*, **23**: 542-549.

Deirmendjian, D. – 1980 – A survey of light-scattering techniques used in the remote monitoring of atmospheric aerosols. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, **18(2)**: 341-360.

Deuzé, J.L. – 1993 – “Apport de la Polarisation à la Caractérisation des Aérosols. Préparation de l’Expérience POLDER”. Université des Sciences et Technologies de Lille, Laboratoire d’Optique Atmosphérique, Thèse d’Habilitation (à diriger des recherches en sciences physiques), 202pp.

- Deuzé, J.L., Devaux, C., Herman, M., Santer, R. & Tanré, D. – 1988 – Saharan aerosols over the South of France: characterization derived from satellite data and ground based measurements. *Journal of Applied Meteorology*, **27**: 680-686.
- Deuzé, J.L., Bréon, F.M., Deschamps, P.Y., Devaux, C., Herman, M., Podaire, A. & Roujean, J.L. – 1993 – Analysis of the POLDER (POLarization and Directionality of Earth's Reflectances) airborne instrument observations over land surfaces. *Remote Sensing of the Environment*, **45**: 137-154.
- Devaux, C., Herman, M., Santer, R. & Tanré, D. – 1989 – On the complementarity of solar transmission and aureole measurements to derive the aerosol size distribution: applications to desert aerosol characteristics retrievals. in "IRS'88: Current Problems in Atmospheric Radiation (Proceedings of the International Radiation Symposium held at Lille, France, 18-24 August 1988)" (J. Lenoble and J.-F. Geleyn, eds.; A. Deepak Publishing), pp.557-560.
- Druilhet, A. & Tinga, A. – 1982 – Présentation de l'expérience ECLATS. *La Météorologie*, VI<sup>ème</sup> série, n<sup>os</sup>29/30: 203-212.
- Druilhet, A. & Durand, P. – 1984 – Etude de la couche limite convective Sahélienne en présence de brumes sèches (Expérience ECLATS). *Boundary-Layer Meteorology*, **28**: 51-77.
- Durand, P., Frangi, J.-P. & Druilhet, A. – 1988 – Energy budget for the Sahel surface layer during the ECLATS experiment. *Boundary-Layer Meteorology*, **42**: 27-42.
- Eiden, R. – 1971 – Determination of the complex index of refraction of spherical aerosol particles. *Applied Optics*, **10**(4): 749-754.
- Ellingson, R.G. & Serafino, G.N. – 1984 – Observations and calculations of aerosol heating over the Arabian Sea during MONEX. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **41**(4): 575-589.

- Ensor, D.S., Porch, W.M., Pilat, M.J. & Charlson, R.J. – 1971 – Influence of the atmospheric aerosol on albedo. *Journal of Applied Meteorology*, **10**: 1303-1306.
- Fouquart, Y. & Bonnel, B. – 1980 – Computations of solar heating of the Earth's atmosphere: a new parameterization. *Contributions to Atmospheric Physics*, **53**: 35-62.
- Fouquart, Y., Bonnel, B., Brogniez, G., Cerf, A., Chaoui Roquai, M., Smith, L. & Vanhoutte, J.C. – 1984 – Size distribution and optical properties of Saharan aerosols during ECLATS. in "Aerosols and Their Climatic Effects" (H.E. Gerber and A. Deepak, eds.; A. Deepak Publishing), pp.35-62.
- Fouquart, Y., Bonnel, B., Chaoui Roquai, M., Santer, R. & Cerf, A. – 1987a – Observations of Saharan aerosols: results of ECLATS field experiment. Part I: optical thicknesses and aerosol size distributions. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, **26**: 28-37.
- Fouquart, Y., Bonnel, B., Brogniez, G., Buriez, J.C., Smith, L., Morcrette, J.J. & Cerf, A. – 1987b – Observations of Saharan aerosols: results of ECLATS field experiment. Part II: broadband radiative characteristics of the aerosols and vertical radiative flux divergence. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, **26**: 38-52.
- Fouquart, Y., Bonnel, B. & Ramaswamy, V. – 1991 – Intercomparing shortwave radiation codes for climate studies. *Journal of Geophysical Research*, **96(D5)**: 8955-8968.
- Frangi, J.P., Druilhet, A., Durand, P., Ide, H., Pages, J.P. & Tinga, A. – 1992 – Energy budget of the Sahelian surface layer. *Annales Geophysicae*, **10**: 25-33.
- Fraser, R.S. – 1976 – Satellite measurements of mass of Saharan dust in the atmosphere. *Applied Optics*, **15(10)**: 2471-2479.
- Fravalo, C., Fouquart, Y. & Rosset, R. – 1981 – The sensitivity of a model of low stratiform clouds to radiation. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **38**: 1049-1062.

- Friedlander, S.K. – 1977 – “Smoke, Dust and Haze: Fundamentals of Aerosol Behavior”. John Wiley & Sons, New York, 317pp.
- Fröhlich, C. & London, J. (eds.) – 1986 – “Revised Instruction Manual on Radiation Instruments and Measurements”. World Climate Research Programme (WCRP), prepared by the Radiation Commission of the International Association for Meteorology and Atmospheric Physics (IAMAP); publication WMO/TD n°149, 140pp.
- Frouin, R. & Gautier, C. – 1987 – Calibration of NOAA-7 AVHRR, GOES-5, and GOES-6 VISSR/VAS solar channels. *Remote Sensing of Environment*, **22(1)**: 73-101.
- Frouin, R., Deschamps, P.Y. & Lecomte, P. – 1990 – Determination from space of total atmospheric water vapor amounts by differential absorption near 940 nm. Theory and airborne verification. *Journal of Applied Meteorology*, **29**: 448-460.
- Garratt, J.R., Pittock, A.B. & Walsh, K. – 1990 – Response of the atmospheric boundary layer and soil layer to a high altitude, dense aerosol cover. *Journal of Applied Meteorology*, **29**: 35-52.
- Giorgi, F. & Visconti, G. – 1989 – Two-dimensional simulations of possible mesoscale effects of nuclear war fires. 2: Model results. *Journal of Geophysical Research*, **94(D1)**: 1145-1163.
- Gomes, L., Bergametti, G., Coudé-Gaussen, G. & Rognon, P. – 1990 – Submicron desert dusts: a sandblasting process. *Journal of Geophysical Research*, **95(D9)**: 13927-13935.
- Grant, W.B. – 1990 – Water vapor absorption coefficients in the 8 – 13  $\mu\text{m}$  spectral region: a critical review. *Applied Optics*, **29(4)**: 451-462.
- Grassl, H. – 1971 – Determination of aerosol size distributions from spectral attenuation measurements. *Applied Optics*, **10(11)**: 2534-2538.

- Grassl, H. – 1988 – Radiative effects of atmospheric aerosol particles. *in* “Aerosols and Climate” (P.V. Hobbs and M.P. McCormick, eds.; A. Deepak Publishing), pp.241-252.
- Griggs, M. – 1979 – Satellite observations of atmospheric aerosols during the EOMET cruise. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **36**: 695-698.
- Griggs, M. – 1985 – A method to correct satellite measurements of sea surface temperature for the effects of atmospheric aerosols. *Journal of Geophysical Research*, **90(D7)**: 12951-12959.
- Guedalia, D., Estournel, C. & Vehil, R. – 1984 – Effects of Sahel dust layers upon nocturnal cooling of the atmosphere (ECLATS experiment). *Journal of Climate and Applied Meteorology*, **23**: 644-650.
- Hansen, J.E. – 1971 – Multiple scattering of polarized light in planetary atmospheres. Part II: Sunlight reflected by terrestrial water clouds. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **28(8)**: 1400-1426.
- Hansen, J.E. & Travis, L.D. – 1974 – Light scattering in planetary atmospheres. *Space Science Reviews*, **16**: 527-610.
- Holton, J.R. – 1979 – “An Introduction to Dynamic Meteorology (Second Edition)”. Academic Press, New York, 391pp.
- van de Hulst, H.C. – 1957 – “Light Scattering by Small Particles”. John Wiley & Sons, New York, 470pp.
- Isaacs, R.G., Wang, W.-C., Worsham, R.D. & Goldenberg, S. – 1987 – Multiple scattering LOWTRAN and FASCODE models. *Applied Optics*, **26(7)**: 1272-1281.
- Jaenicke, R. – 1988 – Aerosol Physics and Chemistry. *in* “Landolt-Börnstein Numerical Data and Functional Relationships in Science and Technology: New Series” (K.-H.

Hellwege and O. Madelung, eds.; Springer-Verlag), Group V (Geophysics and Space Research), Volume 4 (Meteorology), Subvolume B (Physical and Chemical Properties of the Air; G. Fischer, ed.), pp.391-457.

Jankowiak, I. – 1992 – “Surveillance des Aérosols Désertiques à partir de l’Imagerie METEOSAT et Estimation de leur Impact Radiatif”. Université des Sciences et Technologies de Lille, Laboratoire d’Optique Atmosphérique, Thèse de Doctorat, 150pp.

Jankowiak, I. & Tanré, D. – 1992 – Satellite climatology of Saharan dust outbreaks: method and preliminary results. *Journal of Climate*, **5(6)**: 646-656.

Johnson, D.B., Flament, P. & Bernstein, R.L. – 1994 – High-resolution satellite imagery for mesoscale meteorological studies. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **75(1)**: 5-33.

Joseph, J.H. – 1984 – The sensitivity of a numerical model of the global atmosphere to the presence of desert aerosol. in “Aerosols and Their Climatic Effects” (H.E. Gerber and A. Deepak, eds.; A. Deepak Publishing), pp.215-226.

Joseph, J.H. & Wolfson, N. – 1975 – The ratio of absorption to backscatter of solar radiation by aerosols during Khamsin conditions and effects on the radiation balance. *Journal of Applied Meteorology*, **14**: 1389-1396.

Kandel, R. & Fouquart, Y. – 1992 – Le bilan radiatif de la Terre. *La Recherche*, **23**: 316-324.

Kessler, A. – 1985 – “Heat Balance Climatology”. in “World Survey of Climatology” (H.E.Landsberg, ed.; Elsevier Science Publishing Co.), volume **1A**, 224pp.

Kilsby, C.G., Edwards, D.P., Saunders, R.W. & Foot, J.S. – 1992 – Water-vapour continuum absorption in the tropics: aircraft measurements and model comparisons. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **118**: 715-748.

- King, M.D. – 1982 – Sensitivity of constrained linear inversions to the selection of the Lagrange multiplier. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **39**: 1356-1369.
- King, M.D., Byrne, D.M., Herman, B.M. & Reagan, J.A. – 1978 – Aerosol size distributions obtained by inversion of spectral optical depth measurements. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **35**: 2153-2167.
- King, M.D., Kaufman, Y.J., Menzel, W.P. & Tanré, D. – 1992 – Remote sensing of cloud, aerosol, and water vapor properties from the Moderate Resolution Imaging Spectrometer (MODIS). *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **30(1)**: 2-27.
- Kleespies, T.J. & McMillin, L.M. – 1990 – Retrieval of precipitable water from observations in the split window over varying surface temperatures. *Journal of Applied Meteorology*, **29**: 851-862.
- Kneizys, F.X., Shettle, E.P., Gallery, W.O., Chetwynd, J.H., Abreu, L.W., Selby, J.E.A., Fenn, R.W. & McClatchey, R.A. – 1980 – “Atmospheric Transmittance/Radiance: Computer Code LOWTRAN-5”. Air Force Geophysics Laboratory, publication **AFGL-TR-80-0067**.
- Kneizys, F.X., Shettle, E.P., Gallery, W.O., Chetwynd, J.H., Abreu, L.W., Selby, J.E.A., Clough, S.A. & Fenn, R.W. – 1983 – “Atmospheric Transmittance/Radiance: Computer Code LOWTRAN-6”. Air Force Geophysics Laboratory, publication **AFGL-TR-83-0187**.
- Kneizys, F.X., Shettle, E.P., Abreu, L.W., Chetwynd, J.H., Anderson, G.P., Gallery, W.O., Selby, J.E.A. & Clough, S.A. – 1988 – “Users Guide to LOWTRAN-7”. Air Force Geophysics Laboratory, publication **AFGL-TR-88-0177**.
- Kunde, V.G., Conrath, B.J., Hanel, R.A., Maguire, W.C., Prabakhara, C. & Salomonson, V.V. – 1974a – The Nimbus 4 Infrared Spectroscopy Experiment. Part 2: Comparison of observed and theoretical radiances from 425 – 1450  $cm^{-1}$ . *Journal of Geophysical Research*, **79(6)**: 777-784.

- Kunde, V.G., Conrath, B.J., Hanel, R.A. & Prabakhara, C. – 1974b – Nimbus 4 IRIS spectra in the 750-1250  $cm^{-1}$  atmospheric window region. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **31**: 600-603.
- Kunde, V.G. & Maguire, W.C. – 1974 – Direct integration transmittance model. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, **14**: 803-817.
- Lee, T.F. – 1989 – Dust tracking using composite visible / IR images: a case study. *Weather and Forecasting*, **4**: 258-263.
- Legrand, M. – 1990 – “Etude des Aérosols Sahariens au-dessus de l’Afrique à l’aide du Canal à 10 microns de METEOSAT: Visualisation, Interprétation et Modélisation”. Université des Sciences et Techniques de Lille Flandres Artois, Laboratoire d’Optique Atmosphérique, Thèse d’Etat.
- Legrand, M., Bertrand, J.J. & Desbois, M. – 1985 – Dust clouds over West Africa: a characterization by satellite data. *Annales Geophysicae*, **3(6)**: 777-784.
- Legrand, M., Desbois, M. & Vovor, K. – 1988 – Satellite detection of Saharan dust: optimized imaging during nighttime. *Journal of Climate*, **1**: 256-264.
- Legrand, M., Bertrand, J.J., Desbois, M., Menenger, L. & Fouquart, Y. – 1989 – The potential of infrared satellite data for the retrieval of Saharan-dust optical depth over Africa. *Journal of Applied Meteorology*, **28(4)**: 309-318.
- Legrand, M. & Desbois, M. – 1989 – On the retrieval of Saharan aerosol optical depth over Africa from IR satellite imagery. in “IRS’88: Current Problems in Atmospheric Radiation (Proceedings of the International Radiation Symposium held at Lille, France, 18-24 August 1988)” (J. Lenoble and J.-F. Geleyn, eds.; A. Deepak Publishing), pp. 549-550.
- Legrand, M., Cautenet, G. & Buriez, J.C. – 1992 – Thermal impact of Saharan dust over land. Part II: application to satellite IR remote sensing. *Journal of Applied Meteorology*, **31(2)**: 181-193.

- Lenoble, J. – 1985 – “Radiative Transfer in Scattering and Absorbing Atmospheres: Standard Computational Procedures”. A. Deepak Publishing, Hampton, 300pp.
- Lenoble, J. – 1993 – “Atmospheric Radiative Transfer”. A. Deepak Publishing, Hampton, 532pp.
- Lenoble, J. & Brogniez, C. – 1984 – A comparative review of radiation aerosol models. *Contributions to Atmospheric Physics*, **57(1)**: 1-20.
- Liou, K.-N. – 1980 – “An Introduction to Atmospheric Radiation”. Academic Press, New York, 392pp.
- Longtin, D.R., Shettle, E.P., Hummel, J.R. & Pryce, J.D. – 1988a – A desert aerosol model for radiative transfer studies. *in* “Aerosols and Climate” (P.V. Hobbs and M.P. McCormick, eds.; A. Deepak Publishing), pp.261-269.
- Longtin, D.R., Shettle, E.P., Hummel, J.R. & Pryce, J.D. – 1988b – “A Wind Dependent Desert Aerosol Model: Radiative Properties”. Air Force Geophysics Laboratory, publication **AFGL-TR-88-0112**, 74pp.+ Ap.
- Lorenz, E.N. – 1963 – Deterministic nonperiodic flow. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **20**: 130-141.
- Lovejoy, S., Schertzer, D., Silas, P., Tessier, Y. & Lavallée, D. – 1993 – The unified scaling model of atmospheric dynamics and systematic analysis of scale invariance in cloud radiances. *Annales Geophysicae*, **11**: 119-127.
- Mahrer, Y. & Pielke, R.A. – 1975 – A numerical study of the air flow over mountains using the two-dimensional version of the University of Virginia Mesoscale Model. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **32**: 2144-2155.
- Mahrer, Y. & Pielke, R.A. – 1977a – The effects of topography on sea and land breezes in a two-dimensional numerical model. *Monthly Weather Review*, **105**: 1151-1162.

- Mahrer, Y. & Pielke, R.A. – 1977b – A numerical study of the airflow over irregular terrain. *Contributions to Atmospheric Physics*, **50**: 98-113.
- Mahrer, Y. & Pielke, R.A. – 1978 – A test of an upstream spline interpolation technique for the advective terms in a numerical mesoscale model. *Monthly Weather Review*, **106**: 818-830. *corrigendum*, **106**: 1758.
- Mason, B. & Schmetz, J. – 1992 – Meteorological satellites. *International Journal of Remote Sensing*, **13(6/7)**: 1153-1172.
- May, D.A., Stowe, L.L., Hawkins, J.D. & McClain, E.P. – 1992 – A correction for Saharan dust effects on satellite sea surface temperature measurements. *Journal of Geophysical Research*, **97(C3)**: 3611-3619.
- McClain, E.P., Pichel, W.G. & Walton, C.C. – 1985 – Comparative performance of AVHRR based multichannel sea surface temperatures. *Journal of Geophysical Research*, **90(C6)**: 11587-11601.
- McClatchey, R.A., Fenn, R.W., Selby, J.E.A., Volz, F.E. & Garing, J.S. – 1971 – “Optical Properties of the Atmosphere (Revised)”. Air Force Cambridge Research Laboratories, publication **AFCRL-71-0279**.
- Mészáros, E. – 1981 – “Atmospheric Chemistry: Fundamental Aspects”. *Studies in Environmental Science n° 11*, Elsevier Scientific Publishing Company, 201pp.
- Mishchenko, M.I., Lacis, A.A. & Travis, L.D. – 1994 – Errors induced by the neglect of polarization in radiance calculations for Rayleigh-scattering atmospheres. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, **51(3)**: 491-510.
- Molenkamp, C.R. – 1989 – Numerical simulation of coastal flows when solar radiation is blocked by smoke. *Journal of Applied Meteorology*, **28(5)**: 361-381.

- Monteith, J.L. & Unsworth, M.H. – 1990 – “Principles of Environmental Physics (Second Edition)”. Edward Arnold, London, 291pp.
- Morcrette, J.J. & Fouquart, Y. – 1985 – On systematic errors in parametrized calculations of longwave radiation transfer. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **111**: 691-708.
- Nagaraja Rao, C.R. – 1992 – Aerosol radiative corrections to the retrieval of sea surface temperatures from infrared radiances measured by the Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR). *International Journal of Remote Sensing*, **13(9)**: 1757-1769.
- Nagaraja Rao, C.R. & Takashima, T. – 1986 – Solar radiation anomalies caused by the El Chichon volcanic cloud: measurements and model comparisons. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **112**: 1111-1126.
- Nagaraja Rao, C.R., Stowe, L.L. & McClain, E.P. – 1989 – Remote sensing of aerosols over the oceans using AVHRR data: theory, practice and applications. *International Journal of Remote Sensing*, **10(4/5)**: 743-749.
- N'Doumé, C.T. – 1993 – “Traitement de l’Imagerie METEOSAT-IR pour l’Observation des Aérosols Désertiques au-dessus de l’Afrique: Optimisation, Validation et Application à l’Etablissement des Distributions Spatio-Temporelles”. Université des Sciences et Technologies de Lille, Laboratoire d’Optique Atmosphérique, Thèse de Doctorat, 137pp.
- Oke, T.R. – 1987 – “Boundary Layer Climates (Second Edition)”. Methuen, London, 435pp.
- Paltridge, G.W. & Platt, C.M.R. – 1976 – “Radiative Processes in Meteorology and Climatology”. *Developments in Atmospheric Science*, n°5, Elsevier Scientific Publishing Company, 318pp.

- Parol, F., Buriez, J.C., Brogniez, G. & Fouquart, Y. – 1991 – Information content of AVHRR channels 4 and 5 with respect to the effective radius of cirrus cloud particles. *Journal of Applied Meteorology*, **30(7)**: 973-984.
- Phillips, N.A. – 1973 – Principles of large scale numerical weather prediction. in “Dynamic Meteorology (Lectures delivered at the Summer School of Space Physics of the Centre National d’Etudes Spatiales, held at Lannion, France, 7 August – 12 September 1970)” (P.Morel, ed.; D. Reidel Publishing Company), pp.1-96.
- Pielke, R.A. – 1974 – A three-dimensional numerical model of the sea breezes over south Florida. *Monthly Weather Review*, **102**: 115-139.
- Pielke, R.A. & Mahrer, Y. – 1975 – Representation of the heated planetary boundary layer in mesoscale models with coarse vertical resolution. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **32**: 2288-2308.
- Pietras, C. – 1992 – “Détermination de la Quantité de Vapeur d’Eau Précipitable contenue dans l’Atmosphère”. Université des Sciences et Techniques de Lille, Laboratoire d’Optique Atmosphérique, Rapport de Diplôme d’Etudes Approfondies, 26pp.
- Pinker, R.T. & Laszlo, I. – 1992 – Modeling surface solar irradiance for satellite applications on a global scale. *Journal of Applied Meteorology*, **31(2)**: 194-211.
- Prabhakara, C. & Dalu, G. – 1976 – Remote sensing of the surface emissivity at  $9\ \mu\text{m}$  over the globe. *Journal of Geophysical Research*, **81(21)**: 3719-3724.
- Prasad, C.R., Inamdar, A.K. & Venkatesh, P. – 1987 – Computation of diffuse solar radiation. *Solar Energy*, **39(6)**: 521-532.
- Prata, A.J. – 1989 – Observations of volcanic ash clouds in the  $10 - 12\ \mu\text{m}$  window using AVHRR data. *International Journal of Remote Sensing*, **10(4/5)**: 751-761.

- Price, J.C. – 1987 – Radiometric calibration of satellite sensors in the visible and near infrared: history and outlook. *Remote Sensing of Environment*, **22(1)**: 3-9.
- Prince, S.D. & Justice, C.O., eds. – 1991 – “Coarse Resolution Remote Sensing of the Sahelian Environment”. *International Journal of Remote Sensing, special issue*, **12(6)**: 1133-1421.
- Quenzel, H. – 1970 – Determination of size distribution of atmospheric aerosol particles from spectral solar radiation measurements. *Journal of Geophysical Research*, **75(15)**: 2915-2921.
- Reutter, H., Olesen, F.-S. & Fischer, H. – 1994 – Distribution of the brightness temperature of land surfaces determined from AVHRR data. *International Journal of Remote Sensing*, **15(1)**: 95-104.
- Ridgway, W.L., Harshvardhan & Arking, A. – 1991 – Computation of atmospheric cooling rates by exact and approximate methods. *Journal of Geophysical Research*, **96(D5)**: 8969-8984.
- Roach, W.T. & Slingo, A. – 1979 – A high resolution infrared radiative scheme to study the interaction of radiation with cloud. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **105**: 603-614.
- Roberts, R.E., Selby, J.E.A. & Biberman, L.M. – 1976 – Infrared continuum absorption by atmospheric water vapor in the 8 – 12  $\mu\text{m}$  window. *Applied Optics*, **15(9)**: 2085-2090.
- Schmetz, J. & van de Berg, L. – 1991 – Estimation of precipitable water from METEOSAT infrared window radiances over sea. *Contributions to Atmospheric Physics*, **64(2)**: 93-102.
- Segal, M. – 1990 – On the impact of thermal stability on some rough flow effects over mobile surfaces. *Boundary-Layer Meteorology*, **52**: 193-198.

- Sekera, Z. & Stowe, L.L. – 1973 – Effects of particulate matter on the radiance of terrestrial infrared radiation: theory. *Contributions to Atmospheric Physics*, **46**: 101-111.
- Sellers, W.D. – 1965 – “Physical Climatology”. The University of Chicago Press, 272pp.
- Shaw, G.E. – 1979 – Inversion of optical scattering and spectral extinction measurements to recover aerosol size spectra. *Applied Optics*, **18(7)**: 988-993.
- Shaw, G.E. – 1983 – Sun photometry. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **64(1)**: 4-10.
- Shenk, W.E. & Curran, R.J. – 1974 – The detection of dust storms over land and water with satellite visible and infrared measurements. *Monthly Weather Review*, **102**: 830-837.
- Shettle, E.P. – 1984 – Optical and radiative properties of a desert aerosol model. in “IRS’84: Current Problems in Atmospheric Radiation (Proceedings of the International Radiation Symposium held at Perugia, Italy, 21-28 August 1984)” (G.Fiocco, ed.; A. Deepak Publishing), pp.74-77.
- Smith, E.A. – 1986a – The structure of the Arabian heat low. Part I: surface energy budget. *Monthly Weather Review*, **114(6)**: 1067-1083.
- Smith, E.A. – 1986b – The structure of the Arabian heat low. Part II: bulk tropospheric heat budget and implications. *Monthly Weather Review*, **114(6)**: 1084-1102.
- Smith, L. – 1981 – “Détermination de l’Emissivité des Aérosols Sahéliens dans la Fênêtre (600-1300)  $cm^{-1}$ ”. Université des Sciences et Techniques de Lille, Laboratoire d’Optique Atmosphérique, Rapport de Diplôme d’Etudes Approfondies.
- Smith, L. – 1983 – “Réalisation d’un Modèle Climatique Radiatif Convectif, Premiers Tests de Sensibilité”. Université des Sciences et Techniques de Lille, Laboratoire d’Optique Atmosphérique, Thèse de Troisième Cycle, 158pp.

- Sobrino, J.A., Li, Z.-L. & Stoll, M.P. – 1993 – Impact of the atmospheric transmittance and total water vapor content in the algorithms for estimating satellite sea surface temperatures. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **31(5)**: 946-952.
- Soufflet, V. – 1988 – “Evaluation de la Quantité d’Eau Précipitable. Mesure de l’Epaisseur Optique des Aérosols”. Université des Sciences et Techniques de Lille, Laboratoire d’Optique Atmosphérique, Rapport de Diplôme d’Etudes Approfondies.
- Soufflet, V. – 1992 – “Etude des Aérosols Troposphériques à partir du Sol et de l’Espace. Application aux Corrections Atmosphériques”. Université des Sciences et Technologies de Lille, Laboratoire d’Optique Atmosphérique, Thèse de Doctorat, 143pp.
- Soufflet, V., Devaux, C. & Tanré, D. – 1992 – Modified Langley plot method for measuring the spectral aerosol optical thickness and its daily variations. *Applied Optics*, **31(12)**: 2154-2162.
- Stamnes, P. – 1989 – “Light Scattering Properties of Aerosols and the Radiation inside a Planetary Atmosphere”. Free University Press, Amsterdam, 161pp.
- Stephens, G.L. & Greenwald, T.J. – 1991 – Observations of the Earth’s Radiation Budget in relation to atmospheric hydrology. Part I: clear sky greenhouse effect and water vapour feedback. *Journal of Geophysical Research*, **96(D8)**: 15311-15324.
- Stephens, G.L., Slingo, A. & Webb, M. – 1993 – On measuring the greenhouse effect of Earth. in “High Spectral Resolution Infrared Remote Sensing for Earth’s Weather and Climate Studies (NATO ASI Series, vol. I-9)” (A.Chedin, M.T.Chahine and N.A.Scott, eds.; Springer-Verlag, Berlin, 492pp.), pp.395-417.
- Stowe, L.L. – 1974 – Effects of particulate matter on the radiance of terrestrial infrared radiation: results. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **31**: 755-767.

- Stowe, L.L., Hitzenberger, R. & Deepak, A. (eds.) – 1990 – “Report of the Experts Meeting on Space Observations of Tropospheric Aerosols and Complementary Measurements (Hampton, 15-18 November 1989)”. World Climate Research Programme, publication WCRP-48 (WMO/TD n°389), 49pp.
- Sutherland, R.A. – 1986 – Broadband and spectral emissivities (2 – 18  $\mu\text{m}$ ) of some natural soils and vegetation. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **3**: 199-202.
- Szejwach, G. – 1982 – Determination of semi-transparent cirrus cloud temperature from infrared radiances: application to METEOSAT. *Journal of Applied Meteorology*, **21**: 384-393.
- Takashima, T. & Masuda, K. – 1987 – Emissivities of quartz and Sahara dust powders in the infrared region (7 – 17  $\mu\text{m}$ ). *Remote Sensing of Environment*, **23**: 51-63.
- Takashima, T. & Masuda, K. – 1988 – Averaged emissivities of quartz and Sahara dust powders in the infrared region. *Remote Sensing of Environment*, **26**: 301-302.
- Tanré, D., Herman, M., Deschamps, P.Y. & de Leffe, A. – 1979 – Atmospheric modelling for space measurements of ground reflectances, including bidirectional properties. *Applied Optics*, **18**(21): 3587-3594.
- Tanré, D., Herman, M. & Deschamps, P.Y. – 1981 – Influence of the background contribution upon space measurements of ground reflectance. *Applied Optics*, **20**(20): 3676-3684.
- Tanré, D., Devaux, C., Herman, M., Santer, R. & Gac, J.Y. – 1988a – Radiative properties of desert aerosols by optical ground-based measurements at solar wavelengths. *Journal of Geophysical Research*, **93**(D11): 14223-14231.
- Tanré, D., Deschamps, P.Y., Devaux, C. & Herman, M. – 1988b – Estimation of Saharan aerosol optical thickness from blurring effects in Thematic Mapper data. *Journal of Geophysical Research*, **93**(D12): 15955-15964.

- Tanré, D. & Legrand, M. – 1991 – On the satellite retrieval of Saharan dust optical thickness over land: two different approaches. *Journal of Geophysical Research*, **96(D3)**: 5221-5227.
- Tomasi, C., Vitale, V. & Bencivenni, S. – 1993 – Influence of temperature structure, water vapour, aerosol particles and minor gases on the satellite-borne SST measurements. in “IRS’92: Current Problems in Atmospheric Radiation (Proceedings of the International Radiation Symposium held at Tallinn, Estonia, 3-8 August 1992)” (S.Keevallik and O.Kärner, eds.; A. Deepak Publishing), pp.409-412.
- Triplet, J.P. & Roche, G. – 1986 – “Météorologie Générale (Troisième Edition)”. Ecole Nationale de la Météorologie, 317pp.
- Twomey, S. – 1977 – “Atmospheric Aerosols”. *Developments in Atmospheric Science*, n°7, Elsevier Scientific Publishing Company, 302pp.
- Vanbauce, C., Buriez, J.C., Dubuisson, P. & Fouquart, Y. – 1993 – Determination of fog optical thickness over northern France using AVHRR imagery. *Annales Geophysicae*, **11**: 160-172.
- Volz, F.E. – 1974 – Economical multispectral Sun photometer for measurements of aerosol extinction from 0.44  $\mu\text{m}$  to 1.6  $\mu\text{m}$  and precipitable water. *Applied Optics*, **13(8)**: 1732-1733.
- Walton, C.C. – 1985 – Satellite measurement of sea surface temperature in the presence of volcanic aerosols. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, **24**: 501-507.
- Wan, Z. & Dozier, J. – 1989 – Land-surface temperature measurement from space: physical principles and inverse modeling. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **27(3)**: 268-278.
- Wang, W.-C. & Ryan, P.B. – 1983 – Overlapping effect of atmospheric H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub> and O<sub>3</sub> on the CO<sub>2</sub> radiative budget. *Tellus*, **35B**: 81-91.

- WCP-112 – 1986 – “A Preliminary Cloudless Standard Atmosphere for Radiation Computation”. World Climate Research Programme (WCRP); prepared by the Radiation Commission of the International Association for Meteorology and Atmospheric Physics (IAMAP); publication WMO/TD n°24, 53pp.
- WCP-55 – 1983 – “Report of the Experts Meeting on Aerosols and their Climatic Effects (held at Williamsburg, 28-30 March 1983)”. World Climate Research Programme (WCRP); prepared by the World Meteorological Organization Commission for Atmospheric Sciences (WMO-CAS) and the IAMAP Radiation Commission, edited by A. Deepak and H.E. Gerber; 107pp.
- Westphal, D.L., Toon, O.B. & Carlson, T.N. – 1987 – A two-dimensional numerical investigation of the dynamics and microphysics of Saharan dust storms. *Journal of Geophysical Research*, **92(D3)**: 3027-3049.
- Wiscombe, W.J. – 1983 – Atmospheric radiation: 1975-1983. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, **21(5)**: 997-1021.
- WMO – 1971 – “Guide to Meteorological Instrument and Observing Practices”. Geneva, World Meteorological Organization, publication WMO n°8, fourth edition.
- Wollenweber, F.G. – 1990 – Impact of atmospheric layering on LOWTRAN-6 radiance calculations. *Applied Optics*, **29(34)**: 5177-5181.
- Zeng, X., Pielke, R.A. & Eykholt, R. – 1993 – Chaos theory and its applications to the atmosphere. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **74(4)**: 631-644.

## LISTE DES PRINCIPAUX ACRONYMES UTILISES

**ATSR:** *Along-Track Scanning Radiometer*, expérience consacrée à l'estimation des températures de surface par l'intermédiaire de l'analyse des luminances émergentes mesurés selon deux géométries distinctes et dans les mêmes régions spectrales que celles correspondant aux trois canaux infra-rouge du radiomètre AVHRR — c'est-à-dire autour de 3.7, de 11 et de 12  $\mu\text{m}$  (voir par exemple Prata *et al.*, 1990, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **28(1)**: 3-13)

**AVHRR:** *Advanced Very High Resolution Radiometer* (voir par exemple Sparkman, 1989, *International Journal of Remote Sensing*, **10(4/5)**: 609-612)

**ECLATS:** Etude de la Couche Limite Atmosphérique Tropicale Sèche expérience réalisée dans la région de Niamey, République du Niger, entre Novembre et Décembre 1980 (voir Druilhet & Tinga, 1982)

**MODIS:** *Moderate Resolution Imaging Spectrometer* (voir par exemple King *et al.*, 1992)

**NOAA:** *National Oceanic and Atmospheric Administration* (des Etats-Unis d'Amérique)

**POLDER:** *Polarization and Directionality of the Earth's Reflectances*, radiomètre conçu au Laboratoire d'Optique Atmosphérique (voir par exemple Deuzé, 1993)

**SAGE:** *Stratospheric Aerosol and Gas Experiment* (voir par exemple Lenoble, 1993, pp.454-460)

**STARS-1:** Sources et Transport d'Aérosols en Régions Sahéliennes, expérience réalisée dans la région de Tillabery, République du Niger, en Novembre 1989 (voir Bergametti *et al.*, 1992)

