Rapport de stage effectué au CNRM/GMAP

Du 22 Septembre au 28 Novembre 2008

Modélisation des émissions et du transport des poussières désertiques dans Aladin

Simulation de la situation de 06 Mars 2006

Présenté par

MOKHTARI Mohamed

Office national de la Météorologie (Algérie)

Responsable de stage : Claude FISCHER

METEO/France SEPTEMBRE 2008

Remerciements

A l'issue de mon stage, qui s'est déroulé dans de très bonnes conditions, je tiens à remercier tout particulièrement Mr Claude Fischer, responsable de mon stage,

Je remercie également, tous ceux qui ont contribué à faire de ce stage une réussite sur tous les plans, en particulier :

Mr Pierre Tulet

Mr Laurent Gomes

Mr François Bouyssel

Mme Cecile Koucha

Mr Yves Boutloup

Mr Jean Maziejewski

TABLE DES MATIERES

TABLE DES MATIERES…… 1

Préambule …… 2

Introduction……..…… 2

1. Modélisation des processus d'émission de poussières désertiques dans SUR FEX. 4

1.1. Paramétrisation de la vitesse de friction seuil ……...… 4

1.2. Paramétrisation de la vitesse de friction seuil pour une surface lisse dans MB95…… 5

1.3. Paramétrisation de la vitesse de friction seuil pour une surface rugueuse dans MB95…… 5

1.4. Influence de l'humidité des sols sur la vitesse de friction seuil …… 6

1.5. Flux horizontal de saltation ……..... 7

2. Compatibilité du modèle MB95 avec les fichiers physiographiques de SURFEX.. 8

2.1. Zones émettrices……. 8

2.2. Type du sol ……. 9

2.3. Convenance des relations MB95 avec les champs physiographiques SURFEX 9

2.3.1. Traitement de l'effet de l'humidité du sol sur les émissions de poussière…….. 9

2.3.2. Rapport entre le flux vertical et le flux horizontal……..…… 13

2.3.3. Problème de sous-estimation des vitesses de friction …… 15

3. Diffusion verticale..…… 17

3.1. Etape descendante : calculs des coefficients ……..……. 18

3.2 Etape ascendante : substitution et diffusion…… 21

4. Simulation de la situation de 06 mars 2006…….…… 24

4.1. Présentation de la situation du 06 mars 2006…… 24

4.2. Résultats…… 25

Conclusion générale…… 29

Références bibliographiques……. 30

Préambule

Ce rapport récapitule les différents taches réalisées jusqu'à présent et celles restantes du projet de recherche de consortium Aladin concernant la modélisation des émissions et le transport des poussières désertiques dans Aladin, dont l'Office National de la Météorologie s'est chargé en coopération avec Météo-France.

Introduction

Les émissions d'aérosols terrigènes, dont les sources majeures correspondent essentiellement aux régions désertiques de la planète, représentent environ 40% des émissions totales d'aérosols troposphériques. En dépit d'un temps de résidence relativement court dans l'atmosphère, mais du fait de la mobilisation de quantités énormes de matière minérale, les panaches de particules crustales d'origine désertique peuvent s'étendre au cours de leurs transport sur des surfaces continentales ou océaniques très larges. Aussi, les aérosols désertiques en suspension dans l'atmosphère rétrodiffusent une partie du rayonnement terrestre, ce qui induit un refroidissement à la surface, ou absorbent une partie du rayonnement infrarouge tellurique, ce qui réchauffe l'atmosphère. Par une approche climatologique, Jankowiak [1992] estime que la charge atmosphérique en poussières minérales peut induire des diminutions, allant jusqu'à 11 % en moyenne mensuelle, du flux solaire incident sur l'Océan Atlantique oriental. Zhou et al. [1994] mentionnent une diminution ponctuelle de 40 % du flux solaire incident dans la région de Pékin, liée au passage d'un panache de poussières. Sokolik et Toon [1999] ont tenté d'évaluer l'impact radiatif net des aérosols désertiques en fonction de leur composition minéralogique et de l'état de mélange des minéraux. L'impact radiatif global peut être positif ou négatif, selon la composition minéralogique et l'arrangement des minéraux composant l'aérosol désertique. Par ailleurs, l'évaluation du forçage radiatif de ces aérosols désertiques est très incertaine compte tenu des difficultés rencontrées pour quantifier leur fraction anthropique. Cette méconnaissance du forçage radiatif lié aux aérosols désertiques (qui pourrait être en moyenne de l'ordre de quelques Watt/m^2 mais qui atteint dans certaines régions plusieurs dizaines de Watt/m^2) est aujourd'hui une des incertitudes majeures dans l'évaluation du changement climatique. Par ailleurs, durant leur transport, les aérosols désertiques participent à la chimie atmosphérique, au travers de réactions de chimie hétérogène, pouvant entraîner des modifications de concentrations de composés gazeux comme l'O_3 et le HNO_3 [Bauer et al., 2004]. Ils affectent également la chimie multiphasique atmosphérique, en particulier au sein des nuages. Ainsi, la présence de particules carbonatées (principalement la calcite) dans les

aérosols permet la neutralisation des espèces acides dissoutes dans les gouttelettes de nuages [Loÿe-Pilot et al., 1986 ; Losno et al., 1991].

Les émissions d'aérosols désertiques ont également des conséquences directes sur leur environnement. La déplétion de la fraction fine des sols sous l'action du vent conduit parfois à une perte de nutriments en zones sources entraînant ainsi un appauvrissement des horizons fertiles des sols. La désertification des zones sources s'accentue alors si ce phénomène n'est pas compensé par un apport extérieur.

En revanche, dans des régions de retombées, continûment ou périodiquement limitées en nutriments, le dépôt des aérosols désertiques peut être une source très importante d'approvisionnement en certains éléments clé, comme le fer ou le phosphore. C'est le cas de la forêt amazonienne [Swap et al., 1992], des eaux de surface méditerranéennes en été [Bergametti et al., 1992], mais aussi d'écosystèmes marins éloignés où les apports de fer biodisponible via les aérosols désertiques permettraient le développement du phytoplancton, augmentant ainsi la séquestration de quantités importantes de dioxyde de carbone [Duce, 1986 ; Jickells et al., 2005].

Sur un plan plus pratique, à l'échelle régionale, les soulèvements de poussières désertiques peuvent bloquer la circulation autoroutière et aérienne et paralyser toutes les activités socio-économiques d'une région.

A travers ces différents impacts, on comprend qu'une connaissance précise du cycle des aérosols désertiques est une nécessité pour décrire et comprendre à la fois les échanges biogéochimiques et l'évolution du climat à grande échelle. Pour cela, il faut être capable de représenter rigoureusement des émissions qui changent continuellement dans le temps et dans l'espace, en intensité et en fréquence. Ceci implique nécessairement le recours à une représentation aussi explicite que possible des processus physiques d'érosion et des interactions surface/atmosphère.

Une telle représentation a été développée par Marticorena et Bergametti en 1995 (MB95) et codée dans SURFEX par A. Grini en 2003. A cet effet, le couplage de la surface externalisée SURFEX au modèle ALADIN permet d'intégrer les processus d'émission des poussières désertiques. La gestion de la diffusion verticale, le transport et le dépôt sec des aérosols désertiques seront traités dans le modèle atmosphérique ALADIN. C'est cette partie

du travail qui est réalisée durant mon séjour au CNRM/GMAP de Météo France (septembre – novembre 2008).

Comme le couplage de la surface externalisée au modèle Aladin et l'activation des processus d'émissions des poussières désertiques dans SURFEX ont été bien détaillé dans le rapport de l'année passée, on s'intéressera dans ce rapport, à la description du module des émissions des poussières désertiques couplé à SURFEX et les différents arrangements effectués à ce module et la modélisation de la partie diffusion verticale ainsi que le dépôt sec qui est l'objectif principal.

La dernière partie de ce rapport sera consacrée à la réalisation des simulations et l'analyse des résultats obtenus.

1. Modélisation des processus d'émission de poussières désertiques dans SURFEX.

Les émissions d'aérosol désertique suivent fondamentalement un processus à effet de seuil. En effet, il a été constaté que les particules de poussière sont mises en mouvement quand la vitesse de vent en surface atteint ou dépasse une valeur minimale, appelée « vitesse seuil ». Dans cette partie de travail, nous allons décrire le schéma MB95 des émissions des poussières désertiques couplé à SURFEX.

1.1. Paramétrisation de la vitesse de friction seuil

Le flux massique des particules de saltation G dépend du surplus de la vitesse de friction u_* par rapport à la vitesse de friction seuil u_{*_t}, c'est-à-dire : les émissions sont d'autant fréquentes lorsque u_{*_t} est souvent dépassée. Les quantités soulevées sont d'autant plus importantes que la vitesse de friction u_* est grande devant la vitesse seuil u_{*_t}. Dans le modèle MB95, le seuil d'érosion est principalement fonction du diamètre des grains de poussières, de la rugosité de la surface et de l'humidité du sol. D'où l'expression suivante :

$$u_{*_t}\left(D_p, Rug, w, ...\right) = u_{*_t}(D_p)\, f_R\left(Rug\right) f_w\left(w\right) \qquad (1.1)$$

où $u_{*_t}(D_p)$ exprime la dépendance de la vitesse de friction des diamètre des grains de poussières D_p, f_R *et* f_w sont des fonctions de pondération de l'influence de la rugosité de la surface et de l'humidité du sol.

1.2. Paramétrisation de la vitesse de friction seuil pour une surface lisse dans MB95

En se plaçant dans des conditions terrestres classiques c'est-à-dire les densités de l'air et des particules de sol sont respectivement $\rho_a = 0.00123$ et ρ_p 2.65 g/cm^3, Marticorena et Bergametti ont ajusté une expression empirique de R_t uniquement en fonction de D_p afin de proposer une formulation de u_{*t} ne dépendant que de D_p :

$$u_{*t}(D_p) = \begin{cases} \left[\dfrac{0{,}129K}{(1{,}928\,\mathrm{Re}_{*t}^{0{,}092} - 1)^{0.5}} \right] & : \ 0{,}03 \le \mathrm{Re}_{*t} \le 10 \\ . & \\ \left[0{,}129K \left(1 - 0{,}0858 e^{-0{,}0617(\mathrm{Re}_{*t} - 10)} \right) \right] & : \ \mathrm{Re}_{*t} > 10 \end{cases} \qquad (1.2)$$

$$\mathrm{Re}_{*t} = aD_p^x + b \ ; a = 1331 cm^{-x} \ ; b = 0.38 \ ; x = 1.56 \ ; K = \left(\frac{2\rho_p g D_p}{2\rho_a} \right)^{0.5} \left(1 + \frac{0.006}{\rho_p g D_p^{2.5}} \right)$$

1.3. Paramétrisation de la vitesse de friction seuil pour une surface rugueuse dans MB95

Dans des conditions naturelles, les régions arides et semi arides peuvent comporter des obstacles non érodables tels que les cailloux, le gravier et la végétation. Ces éléments contribuent à la protection du matériel érodable de l'action du vent. Ils ont également un effet direct sur l'écoulement de l'air dans la couche de surface. La résistance de ces éléments au vent conduit à une dissipation d'une partie de l'énergie éolienne ce qui entraîne l'augmentation de la vitesse de friction seuil u_{*t}. Un schéma de répartition de la contrainte aérodynamique entre la surface érodable et les éléments non mobilisables a été développé par Marticorena et Bergametti, 1995. Le facteur f_{eff} s'exprime en fonction de la hauteur de rugosité de la surface lisse (z_{0s}), et de la hauteur de rugosité totale (Z_0), les surfaces nues ne comportent pas d'éléments non érodables.

$$f_{eff}\left(Z_0, z_{0s}\right) = 1 - \frac{\log\left(\frac{Z_0}{z_{0s}}\right)}{\log\left(0{,}7\left(\frac{0.1}{z_{0s}}\right)^{0{,}8}\right)} \tag{1.3}$$

Avec Z_0, z_{0s} *et* D_p en *cm*

Les longueurs de rugosité Z_0 et z_{0s} représentent uniquement les propriétés de surface, en d'autre termes elles ne dépendent pas de la vitesse du vent. La longueur de rugosité z_{0s} est la plus facile à mesurer en laboratoires en réalisant l'expérience du tunnel de vent, les expérimentations sur des éléments de tailles connues donnent la relation qui suit :

$$z_{0s} = D/30 \tag{1.4}$$

L'expression (1.4) présente un avantage sur le plan pratique, car Z_0 intègre l'effet cumulé des obstacles sur une échelle donnée. Cette répartition de l'énergie permet donc de déterminer les seuils d'érosion des régions arides, quelle que soit leur rugosité. La vitesse seuil u_{*t} s'exprime comme suit :

$$u_{*t}\left(D_p, Z_0, z_{0s}\right) = \frac{u_{*t}\left(D_p\right)}{f_{eff}\left(Z_0, z_{0s}\right)} \tag{1.5}$$

1.4. Influence de l'humidité des sols sur la vitesse de friction seuil

Lorsque l'humidité des sols augmente, des forces capillaires, liées à la présence d'eau interstitielle entre les grains du sol peuvent se développer. Celles-ci renforcent la cohésion entre les grains. Ce phénomène se produit pour des valeurs d'humidité variables selon les sols. Le modèle MB95 intègre l'augmentation de u_{*t} induite par l'augmentation des forces de cohésion des grains de sol, à partir de la paramétrisation développée par Fécan et al. [1999]. Ce schéma de paramétrisation met en évidence l'augmentation de la vitesse de friction u_{*t} lorsque l'humidité du sol w devient supérieure à l'humidité résiduelle w'. L'équation

proposée exprime l'augmentation du seuil en conditions humides u_{*t}^{w} par référence au seuil dans des conditions sèches $u_{*t}d$:

$$\begin{cases} pour\ w < w' : & \dfrac{u_{*t}^{w}}{u_{*t}^{d}} = 1 \\ pour\ w > w' : & \dfrac{u_{*t}^{w}}{u_{*t}^{d}} = \left[1 + 1{,}21\left(w - w'\right)^{0{,}68}\right]^{1/2} \end{cases} \tag{1.6}$$

avec w humidité du sol *(% masse d'eau /masse de sol sec*)

et $$w' = 0{,}0014\left(\%\arg ile\right)^{2} + 0{,}17\left(\%\arg ile\right) \tag{1.7}$$

1.5. Flux horizontal de saltation

Le flux horizontal représente la masse des particules traversant par unité de temps une surface verticale perpendiculaire au sens de l'écoulement de hauteur infinie et de largeur unité il est essentiellement constitué de particules se déplaçant en saltation et en reptation.

Le module MB95 utilise la théorie de White, [1979] pour la simulation du flux massique horizontal *G*, elle est donnée par la formule suivante :

$$G = \frac{c_s\, \rho u_*^3}{g}\left(1 - \frac{u_{*t}}{u_*}\right)\left(1 + \frac{u_{*t}^2}{u_{*t}^2}\right) \tag{1.8}$$

avec $c_s = 2.61$, ρ est la densité de l'air, u_* est la vitesse de friction du vent, g est l'accélération de la pesanteur et u_{*t} est la vitesse de friction seuil. Cette relation suppose une linéarité entre le flux massique vertical des particules en saltation et le surcroît de friction de vent $(u_* - u_{*t})$. Cette supposition est largement vérifiée par les modèles de saltation microphysiques aussi bien que par les études de tunnel de vent.

Le flux horizontal de saltation G est converti en un flux vertical F d'aérosols par l'introduction de l'efficacité α appelée efficacité de production des particules d'aérosols [Alfaro et al., 1997]. Pour des teneurs en argile comprises entre 0 *et 20 %* Bergametti et

Marticorena, 1995 ont ajusté une relation empirique de α qui est fonction de la teneur du sol en argile :

$$\alpha = \frac{F}{G} = 100 \exp\left[\left(13{,}4 M_{clay} - 6{,}0\right) \ln 10\right] \tag{1.9}$$

2. Compatibilité du modèle MB95 avec les fichiers physiographiques de SURFEX:

Tout schéma de paramétrisation des processus de surface et interaction sol/atmosphère est conditionné par les bases de données relatives à cette surface. Dans ce chapitre nous allons exposer, en premier lieu, sous forme de carte les bases de données nécessaires pour la paramétrisation des processus d'émissions des poussières désertiques dans SURFEX pour un domaine centré sur l'Afrique de nord. Ensuite, nous allons mettre en évidence la convenance des ces bases de données avec le schéma MB95.

2.1 Zones émettrices

L'identification des zones émettrices des poussières désertiques est faite dans SURFEX en se référant aux 255 couverts végétaux (écosystèmes) dérivés des bases de données ECOCLIMAP à 1 km de résolution. Parmi ces couverts, seules deux catégories relatives respectivement, aux zones arides et semi-arides de nature lisses et rocailleuses sont concerné par les émissions à savoir : COVER004 et COVER005

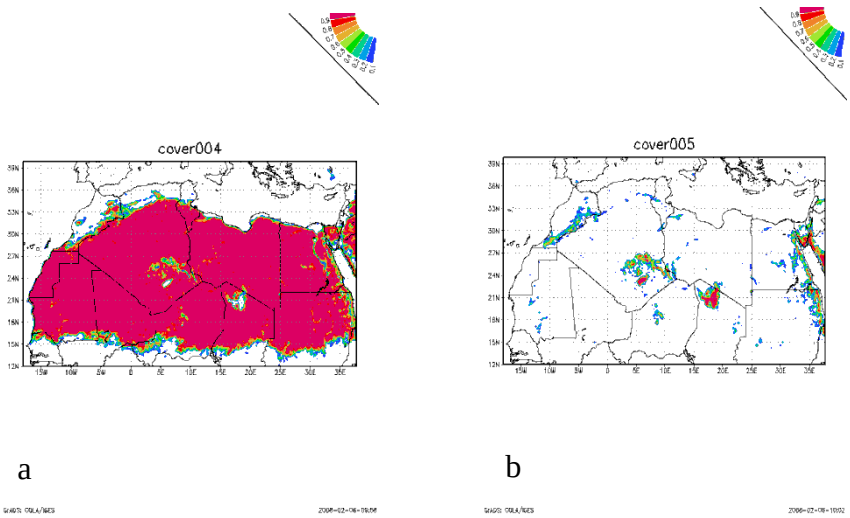


Figure 1 : Cartes des cover004 et cover005 relatifs, respectivement, aux sols nus lisses (a) et sols rocailleux (b).

2.2 Type du sol

La classification minéralogique du sol est déterminée dans SURFEX en se référant aux bases de données FAO à 2 minutes de résolution. Ces bases de données contiennent des informations sur le pourcentage de : SAND, CLAY et SILT dans le sol. Les cartes ci-dessous représentent les pourcentages de ces trois catégories :

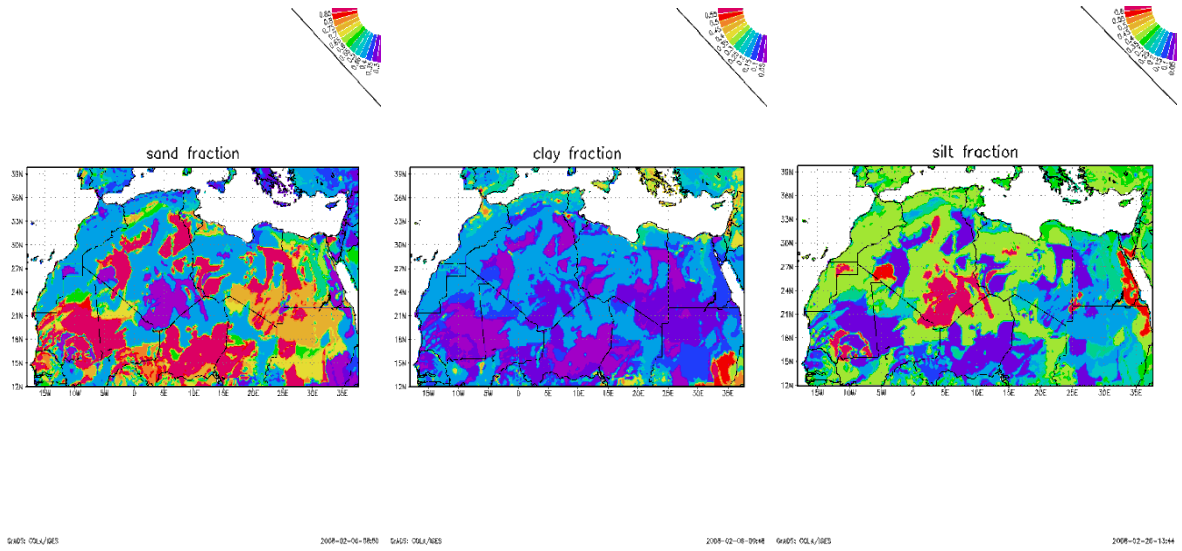


Figure 2: Cartes des pourcentages de : SAND, CLAY et SILT dans le sol pour l'Afrique du nord

2.3 Convenance des relations MB95 avec les champs physiographiques SURFEX

2.3.1 Traitement de l'effet de l'humidité du sol sur les émissions de poussière

L'utilisation de la relation de Fecan 1999 (1.7) pour estimer l'humidité du sol seuil, pose problème notamment pour les zones où les pourcentages d'argile sont faibles. La figure 3 représente une carte des humidités seuils obtenues à l'aide de la relation de Fecan 1999 pour l'Afrique du nord. On remarque bien, qu'au-dessus de ces zones les humidités seuils ne dépassent pas les 0.4-0.8 %. Ces valeurs sont souvent dépassées par les humidités du sol calculées par le modèle. Ce qui fait, une correction de la vitesse de friction seuil est souvent effectuée et le facteur qui tient compte de cet effet est d'autant important lorsque l'écart entre l'humidité seuil et l'humidité du sol est grand.

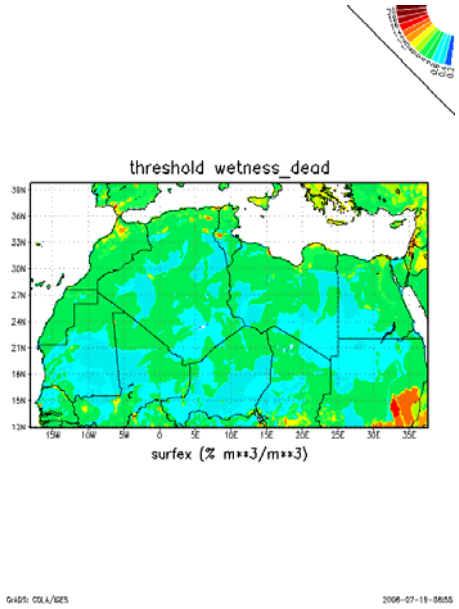


Figure 3 : Carte des humidités seuil obtenue à l'aide de la relation de Fecan 1999

Pour remédier à ce problème nous avons proposé un tableau des seuils d'humidité en fonction des textures du sol classifié par le USDA (1998). En se référant à celui utilisée par Nickovic (1998) pour les sept (07) types de sol utilisé dans le modèle ETA/NCEP complété par le tableau des seuils d'humidité élaboré par Laurent Benoit (2005) et la relation de Fecan (1999), on obtient le tableau 3 ci-dessous.

Tableau 1 : Tableau des classifications des textures des sols selon USDA (1998)

Type	Texture	Classification
Sandy	Coarse	Sand, Loamy Sand
	Moderately Coarse	Sandy Loam
Loamy	Medium	Loam, Silt Loam, Silt
	Moderately fine	Clay Loam, Sandy Clay Loam, Silty Clay Loam
Clayey	Fine	Sandy Clay, Silty Clay, Clay

Tableau 2 : Tableau des classifications des textures des sols:

	Soil Texture		Soil Texture
1	Sand	7	Silty Clay Loam
2	Loamy Sand	8	Clay Loam
3	Sandy Loam	9	Sandy Clay
4	Silt Loam	10	Silty Clay
5	Loam	11	Clay
6	Sandy Clay Loam	12	Silt

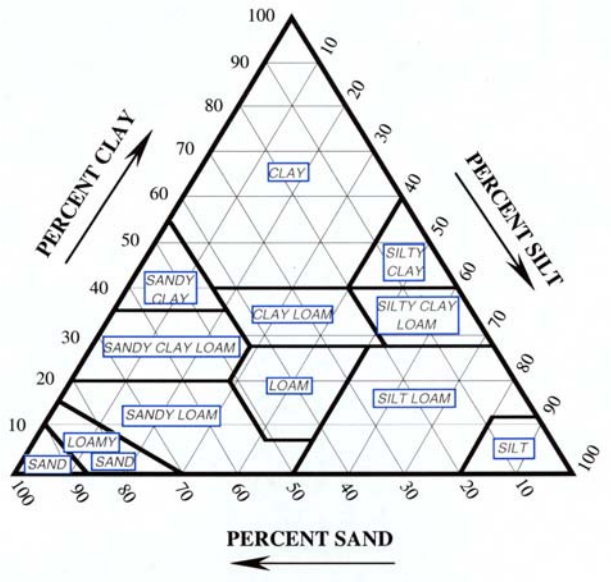


Figure 4 : Triangle des textures du sol selon USDA (1998)

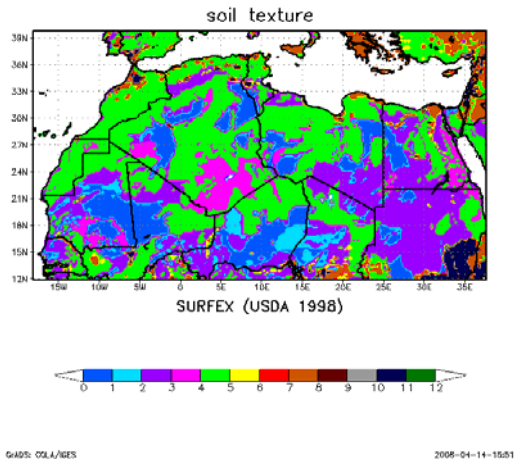


Figure 5 : carte des textures du sol selon USDA (1998) pour l'Afrique du nord

Tableau 3 : Tableau des humidités seuils :

	Soil Texture	Humidité seuils %		Soil Texture	Humidité seuils %
1	Sand	2.5	7	Silty Clay Loam	6.8
2	Loamy Sand	2.5	8	Clay Loam	6.8
3	Sandy Loam	3.5	9	Sandy Clay	10.00
4	Silt Loam	5.00	10	Silty Clay	10.5
5	Loam	4.5	11	Clay	11.5
6	Sandy Clay Loam	6.00	12	Silt	5.00

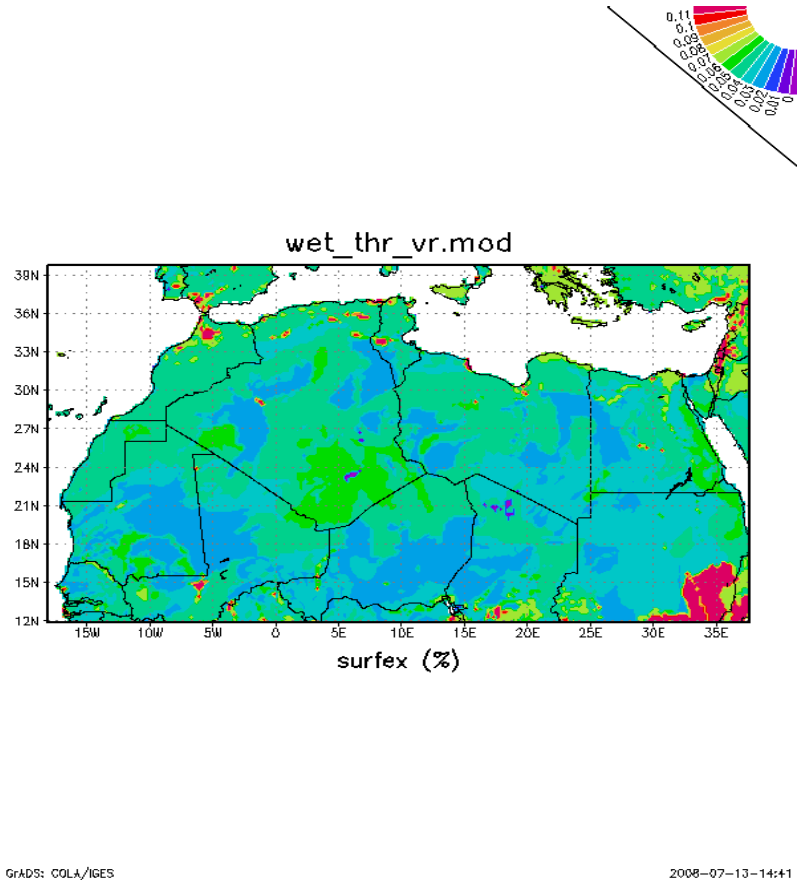


Figure 6 : Carte des humidités seuils données par le tableau 3.

2.3.2 Rapport entre le flux vertical et le flux horizontal

Comme mentionné dans le chapitre précédent, le rapport entre le flux vertical et le flux horizontal calculé par la relation (1.9) est applicable, uniquement, pour les zones où la fraction d'argile est comprise entre 0 et 20 %. Cependant, cette formule montre ses limites pour le cas des petits et grands domaines comme Aladin et Arpège. De plus, la forme de cette relation qui présente un facteur alpha en fonction de la fraction d'argile pose problème pour les régions sablonneuses (sources potentielles), où la fraction d'argile est faible. Pour mettre en évidence ce problème, nous avons cartographié le produit alpha-SAND qui représente la fraction effective du flux horizontale convertie en flux verticale dans SURFEX. Le résultat est donné par la figure 7.

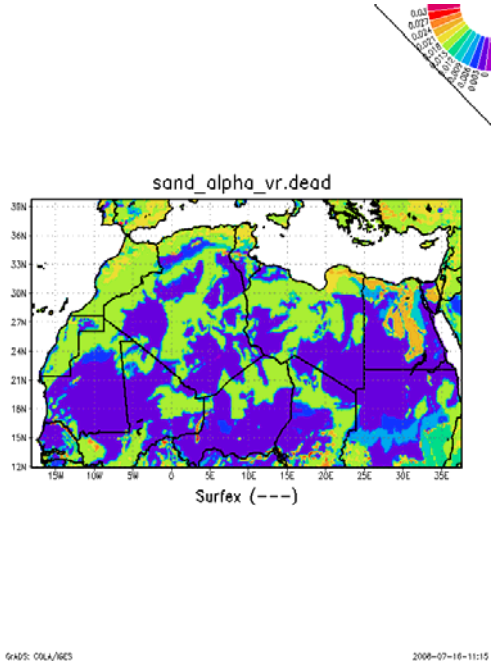


Figure 7 : Produit alpha-SAND obtenu par MB95

L'analyse de la figure 7 montre que les valeurs minimales du produit alpha-SAND correspondent aux zones sablonneuses, alors que ces zones représentent les sources potentielles des poussières désertiques d'après la carte de la figure 8 élaborée par Laurent Benoit 2005 à partir des simulations pour une période s'étalant de 1996 à 2001.

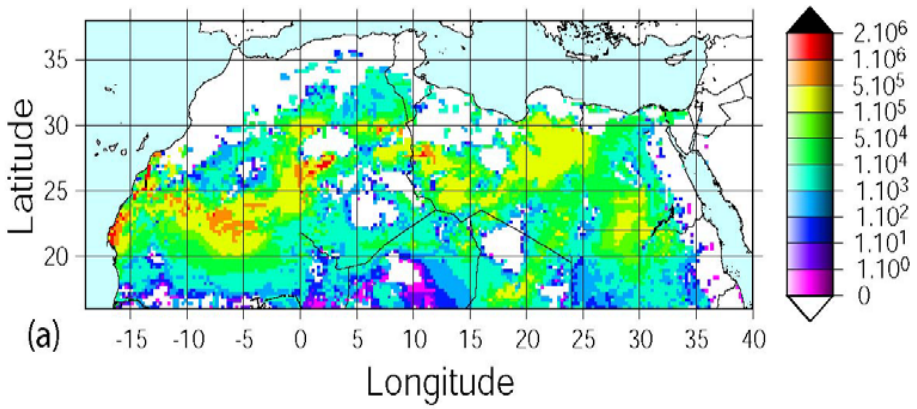


Figure 8: Emissions annuelles d'aérosols désertiques (en tonnes) moyennée sur une période 1996-2001

Afin de remédier à ce problème nous avons adopté la formule de Shao et al. (1996) :

$$F = \frac{2}{3} \times \frac{\rho_p}{\rho} \times \frac{\beta \gamma g}{[U_{*t}(D_d)]^2} \times G \qquad (2.1)$$

Avec le nouveau rapport alpha :

$$\alpha = \frac{F}{G} = \frac{2}{3} \times \frac{\rho_p}{\rho} \times \frac{\beta \gamma g}{[U_{*t}(D_d)]^2} \qquad (2.2)$$

$$\gamma = 2.5 \quad \text{et} \quad \beta = \left[0.125 \times 10^{-4} \ln(D_s) + 0.328 \times 10^{-4}\right] \exp\left(-140.7.D_d + 0.37\right)$$

Où D_d et D_s en mm et β >0.

D_s diamètre moyen des particules en saltation.

D_d diamètre moyen des particules en suspension.

La nouvelle distribution du produit alpha-SAND obtenue par la relation de Shao (1996) est représentée dans la figure 9 ci-dessous :

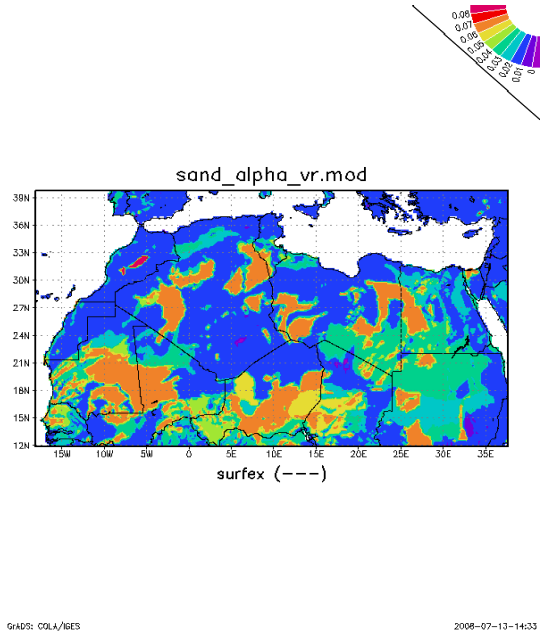


Figure 9 : Produit alpha-SAND obtenu par la relation de Shao 1996.

2.3.3. Problème de sous-estimation des vitesses de friction

Il est clairement établi que les vitesses de friction dépendent largement de la rugosité de la surface. Le Module MB95 couplé à SURFEX, utilise les hauteurs de rugosité constantes et uniformes, avec des valeurs de 30 µm pour les sols nus (COVER004) et de 200 µm pour les sols rocailleux (COVER005). Ces valeurs sont un peu faibles par rapport à celles issues d'ISBA. A cet effet, les vitesses de friction calculées à partir de ces longueurs de rugosité sont sous-estimées. De plus, l'influence de la rugosité de la surface sur la vitesse de friction seuil est ignoré pour la catégorie de COVER 004 car la valeur attribuée à cette dernière est inférieure à la hauteur de rugosité des surfaces lisses (Z_{0s} =33.3 µm) qui est calculée par la relation (1.5).

Afin de mettre en évidence cette dépendance, deux simulations distinctes, ont été réalisées. L'une en utilisant la hauteur de rugosité MB95 et l'autre en utilisant les hauteurs de rugosité ISBA. Les résultats de ces deux simulations sont présentés dans la figure 10.

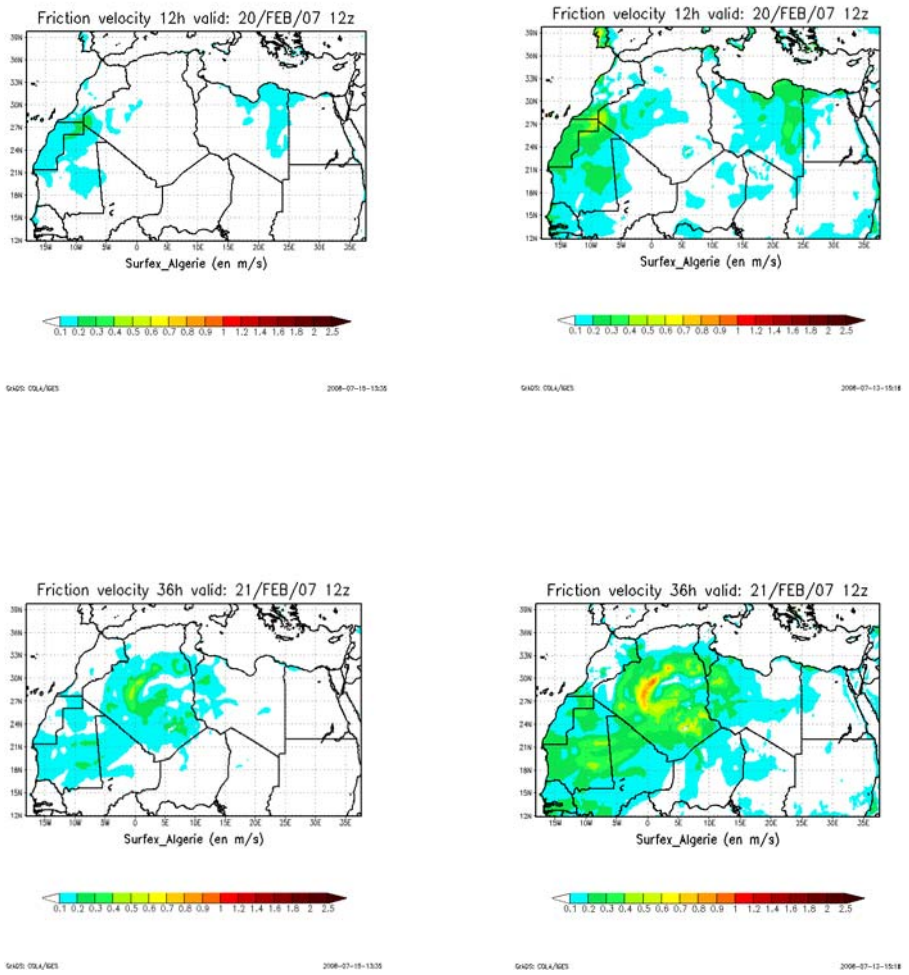


Figure 10. Vitesses de friction prévues par SURFEX en utilisant Z_0 = 33 µm à gauche et Z_{0isba} à droite, pour les 20 et 21 février 2007 à 12z

La figure montre bien la différence qui est nettement perceptible entre les champs des vitesses de friction données pour les deux cas. En effet, les vitesses obtenues avec les hauteurs de rugosité de 33 µm sont sous-estimées d'un rapport de 1.5 par rapport à celles obtenues à partir des longueurs de rugosité ISBA.

3 Diffusion verticale

Le traitement de la diffusion verticale représente la partie originale de ce papier. Elle consiste à coder la partie diffusion verticale des scalaires passifs pour Aladin afin de permettre le mélange vertical des poussières désertiques dans l'atmosphère. Pour ce faire, nous avons adopté la même méthode que celle utilisée pour traiter la diffusion verticale de la température et l'humidité. A cet effet, nous avons utilisé pour les scalaires passifs le même coefficient d'échange que celui de la température et de l'humidité. Le traitement de la diffusion verticale est bien détaillé dans le papier de A.L. Gibelin, « Externalisation du schéma de surface ISBA du modèle de circulation générale ARPEGE-CLIMAT », 2003. En se référant à ce papier, les parties du code ALADIN arrangées seront explicitées, dans ce chapitre.

Pour une quantité conservative X, l'équation de la diffusion verticale turbulente s'écrit :

$$\frac{\partial X}{\partial t} = -g\frac{\partial F_X}{\partial P} \qquad (3.1) \qquad \text{avec} \qquad F_X = -\rho\left(\overline{\omega' X'}\right)$$

On pose : $F_X = -\rho g K_X^{'} \dfrac{\Delta X}{\Delta \Phi}$ alors : $K_X = \dfrac{\rho g K_X^{'}}{\Delta \Phi}$ et $F_X = -K_X \Delta X$

Pour des raisons de stabilité numérique, la discrétisation temporelle de l'équation (3.1) utilise un schéma numérique implicite.

$$X_i^+ - X_i^- = -g\frac{\Delta t}{\Delta P_i}\left(F_{X,i}^+ - F_{X,i-1}^+\right) \qquad \text{Où} \quad \Delta P_i = P_i - P_{i-1}$$

$$F_{X,i}^+ = -K_{X,i}^-\left(X_{i+1}^+ - X_i^+\right) \qquad (3.2)$$

Le coefficient d'échange $K_{X,i}$ est calculé de manière explicite.

La variable X_i est calculée au niveau *i* du modèle, tandis que le flux $F_{X,i}$ est calculé au demi-niveau *i*. Le système implicite obtenu s'écrit sous la forme d'un système tridiagonal.

La résolution de la diffusion verticale et du bilan d'énergie est réalisée en trois étapes consécutives. La première étape consiste à calculer les coefficients qui serviront à la substitution en parcourant la matrice du sommet de la couche limite vers le dernier niveau du

modèle. Les coefficients du dernier niveau sont passés au schéma de surface pour la résolution du bilan d'énergie et le calcul des flux turbulents en surface. La troisième et dernière étape consiste à calculer les flux de la diffusion en remontant du dernier niveau vers le sommet de la couche limite.

3.1 Etape descendante : calculs des coefficients :

Niveaux d'altitude *(i < N)*

Suivant Polscher et al. (1998), X_i^+ s'exprime par :

$$X_i^+ = A_{X,i}^- X_{i+1}^+ + B_{X,i}^- \tag{3.3}$$

Au premier niveau, la condition à la limite supérieure est :

$$F_{X,0} = 0 \qquad \text{et} \qquad X_1^+ - X_1^- = -\frac{g\Delta t}{\Delta P_1} K_{X,1}^- \left(X_2^+ - X_1^+\right)$$

Pour les niveaux $i \in$ *(2, N-1)*, on a :

$$X_i^+ - X_i^- = -\frac{g\Delta t}{\Delta P_i}\left(-K_{X,i}^-\left(X_{i+1}^+ - X_i^+\right) + K_{X,i-1}^-\left(X_i^+ - X_{i-1}^+\right)\right)$$

On pose : $\omega_{i,j} = \dfrac{g\Delta t}{\Delta P_j} K_{X,i}^-$

D'où pour *i=1 :*

$$A_{X,1}^- = \frac{\omega_{1,1}}{1+\omega_{1,1}} \tag{3.4}$$

$$B_{X,1}^- = \frac{X_1^-}{1+\omega_{1,1}} \tag{3.5}$$

Pour les niveaux $i \in$ *(2, N-1)*, on a :

$$A_{X,i}^- = \frac{\omega_{i,i}}{1-\omega_{i-1,i}\left(A_{X,i-1}^- - 1\right) + \omega_{i,i}} \tag{3.6}$$

$$B_{X,i}^{-} = \frac{X_i^{-} + \omega_{i-1,i} B_{X,i-1}^{-}}{1 - \omega_{i-1,i}\left(A_{X,i-1}^{-} - 1\right) + \omega_{i,i}} \tag{3.7}$$

Dernier niveau du modèle *(i = N)*

Au dernier niveau, la condition à la limite inférieure donne :

$$X_N^{+} - X_N^{-} = -\frac{g\Delta t}{\Delta P_N}\left(F_{X,S}^{+} + K_{X,N-1}^{-}\left(X_N^{+} - X_{N-1}^{+}\right)\right)$$

Suivant Polcher et Betts (2002), X_N^{+} s'écrit sous la forme suivante :

$$X_N^{+} = A_{X,N}^{-} F_{X,S}^{+} + B_{X,N}^{-} \tag{3.8}$$

Avec :

$$A_{X,N}^{-} = -\frac{g\Delta t}{\Delta P_N} \frac{1}{1 - \omega_{N-1,N}\left(A_{X,N-1}^{-} - 1\right)} \tag{3.9}$$

$$B_{X,N}^{-} = \frac{X_N^{-} + \omega_{N-1,N} B_{X,N-1}^{-}}{1 - \omega_{N-1,N}\left(A_{X,N-1}^{-} - 1\right)} \tag{3.10}$$

La résolution de l'étape descendante et le calcul des coefficients A et B est effectué par la routine « ***acdifv1.F90* ».** Elle est appelée par la routine des paramétrisations de la physique pour Aladin ***« aplpar.F90 »*** sous l'arborescence suivante :

arp/phys_dmn/aplpar.f90 =>
arp/phys_dmn/acdifv1.f90

Les coefficients A et B relatifs aux scalaires passifs sont, respectivement, déclarés dans « ***acdifv1.F90* »** par les variables *PCFASV* et *PCFBSV*, tandis que les mêmes coefficients d'échanges relatifs à la température et l'humidité sont dupliqués pour les utiliser aux scalaires passifs. La partie ajoutée à la routine « ***acdifv1.F90* »** est protégée par une double clé : *LDSTALD* : nouvelle clé déclarée dans ***YOMARPHY*** pour le traitement des aérosols désertiques dans Aladin et *(NGFL_EXT/=0)*. Elle est comme suite:

```
IF (LDSTALD.AND.(NGFL_EXT/=0)) THEN
  DO JGFL=1,NGFL_EXT
```

```
  IF (LPTKE) THEN
  DO JLEV=KTDIA,KLEV-1
    DO JLON=KIDIA,KFDIA

ZKSVRV(JLON,JLEV,JGFL)=ZKURV(JLON,JLEV)*(PKTROV(JLON,JLEV)/MAX(ZEPSKRV,&
       & PKUROV(JLON,JLEV)))
      ZXSVRO(JLON,JLEV,JGFL)=ZKSVRV(JLON,JLEV,JGFL)*PXTROV(JLON,JLEV)
    ENDDO
  ENDDO
  ELSE
    DO JLEV=KTDIA,KLEV-1
      DO JLON=KIDIA,KFDIA
        ZKSVRV(JLON,JLEV,JGFL)=PKTROV(JLON,JLEV)
        ZXSVRO(JLON,JLEV,JGFL)=ZKSVRV(JLON,JLEV,JGFL)*PXTROV(JLON,JLEV)
      ENDDO
    ENDDO
  ENDIF

!     ELIMINATION AU SOMMET POUR SVS
!     TOP ELIMINATION FOR SVS.

      DO JLON=KIDIA,KFDIA
        ZELIM1           =ZXSVRO(JLON,KTDIA,JGFL)*ZIPOI(JLON,KTDIA)
        ZMUL             =1.0_JPRB/(1.0_JPRB+ZELIM1)
        PCFASV(JLON,KTDIA,JGFL)=ZMUL*ZELIM1
        PCFBSV(JLON,KTDIA,JGFL)=ZMUL*PSV(JLON,KTDIA,JGFL)
      ENDDO

!     ELIMINATION POUR UNE COUCHE STANDARD POUR SVS.
!     ELIMINATION FOR A STANDARD LAYER FOR SVS.

    DO JLEV=KTDIA+1,KLEV-1
      DO JLON=KIDIA,KFDIA
        ZELIM=ZXSVRO(JLON,JLEV-1,JGFL)*ZIPOI(JLON,JLEV)
        ZELIM1=ZXSVRO(JLON,JLEV,JGFL)*ZIPOI(JLON,JLEV)
        ZMUL=1.0_JPRB/(1.0_JPRB+ZELIM*(1.0_JPRB-PCFASV(JLON,JLEV-
1,JGFL))+ZELIM1)
        PCFASV(JLON,JLEV,JGFL)=ZMUL*ZELIM1

PCFBSV(JLON,JLEV,JGFL)=ZMUL*(PSV(JLON,JLEV,JGFL)+ZELIM*PCFBSV(JLON,JLEV-
1,JGFL))
      ENDDO
    ENDDO

!      COEFFICIENTS AU DERNIER NIVEAU POUR SVS.
!      PCFASV(KLEV) EST LE COEFFICIENT DU FLUX DE SURFACE ET NON DE LA
!      VARIABLE AU NIVEAU INFERIEUR.
!      COEFFICIENTS AT LAST LEVEL FOR SVS.
!      PCFAS(KLEV) IS THE COEFFICIENT FOR THE SURFACE FLUX AND NOT
!      FOR THE FIELD AT LOWER LEVEL.

      DO JLON=KIDIA,KFDIA
        ZELIM=ZXSVRO(JLON,KLEV-1,JGFL)*ZIPOI(JLON,KLEV)
        ZMUL=1.0_JPRB/(1.0_JPRB+ZELIM*(1.0_JPRB-PCFASV(JLON,KLEV-1,JGFL)))
        PCFASV(JLON,KLEV,JGFL)=-ZMUL*ZIPOI(JLON,KLEV)

PCFBSV(JLON,KLEV,JGFL)=ZMUL*(PSV(JLON,KLEV,JGFL)+ZELIM*PCFBSV(JLON,KLEV-
1,JGFL))
      ENDDO
!
  ENDDO   !  ENDDO NGFL_EXT
```

```
ENDIF     !  ENDIF (LDSTALD & NGFL_EXT)
```

3.2 Etape ascendante : substitution et diffusion :

La deuxième étape correspond à la résolution du bilan d'énergie et au calcul des flux de surface. Ce calcul est effectué par la surface externalisée ***« aro_ground_param.mnh »*** dans le projet méso-NH « ***mse*** ». Le flux de surface des poussières désertiques est calculé par la routine ***« coupling_dst_n.mnh »*** appelée dans le schéma d'ISBA de la surface externalisée. Elle est appelée sous l'arborescence suivante :

arp/phys_dmn/aplpar.f90=>
mse/externals/aro_ground_param.mnh=>
mse/internals/coupling_surf_atm_n.mnh=>
mse/internals/coupling_nature_n.mnh=>
----
mse/internals/coupling_isba_n.mnh=>
mse/internals/coupling_dst_n.mnh=>

La troisième étape consiste à calculer les variables au niveau *i* par substitution, puis à calculer les flux de diffusion. Au dernier niveau, on calcule X_N^+ suivant l'équation 3.8 :

$$X_N^+ = A_{X,N}^- F_{X,S}^+ + B_{X,N}^-$$

Niveaux d'altitude *(i < N)*

Aux niveaux supérieurs, X_i^+ est calculé suivant 3.3 :

$$X_i^+ = A_{X,i}^- X_{X,i+1}^+ + B_{X,i}^-$$

Le flux de diffusion est finalement obtenu par l'équation 3.2 :

$$F_{X,i}^+ = -K_{X,i}^- \left(X_{i+1}^+ - X_i^+ \right)$$

La résolution de l'étape ascendante est effectué par la routine « ***acdifv2.F90 ».*** Elle est appelée par la routine des paramétrisations de la physique pour Aladin ***« aplpar.F90 »*** sous l'arborescence suivante :

arp/phys_dmn/aplpar.f90 =>

arp/phys_dmn/acdifv2.f90

Les flux des scalaires passifs sont, respectivement, déclarés dans « ***acdifv2.F90*** » par la variable ***PDIFSV***. La partie ajoutée à la routine « ***acdifv2.F90*** » est protégée par une double clé : *LDSTALD* et *(NGFL_EXT/=0)*. Elle est comme suite:

```
  IF (LDSTALD.AND.(NGFL_EXT/=0)) THEN
    DO JGFL=1,NGFL_EXT
      DO JLEV=KTDIA,KLEV
      DO JLON=KIDIA,KFDIA
        ZNSV1(JLON,JLEV,JGFL)=PCFBSV(JLON,JLEV,JGFL)
      ENDDO
      ENDDO

! ZKSVRV     : VALEUR (DUPLIQUEE DE PKTROV) POUR LA DIFFUSION DE SVS.
!            : VALUE (DUPLICATED FROM PKTROV) FOR THE SVS DIFFUSION.

!     DUPLICATION DES COEFFICIENTS D'ECHANGE VERTICAL DE SVS.


      DO JLEV=KTDIA,KLEV-1
      DO JLON=KIDIA,KFDIA
        ZKSVRV(JLON,JLEV)=PKTROV(JLON,JLEV)
      ENDDO
      ENDDO

!     CALCULS EN SURFACE.
!     SURFACE CALCULATIONS.

      DO JLON=KIDIA,KFDIA
        PDIFSV(JLON,KLEV,JGFL) = PSFSV(JLON,JGFL)
        ZNSV1(JLON,KLEV,JGFL)  =ZNSV1(JLON,KLEV,JGFL)+&
          &PXHROV(JLON)*PCFASV(JLON,KLEV,JGFL)*PDIFSV(JLON,KLEV,JGFL)
      ENDDO

!     SUBSTITUTION POUR UNE COUCHE STANDARD ET AU SOMMET.
!     BACK-SUBSTITUTION FOR A STANDARD LAYER AND AT THE TOP.

      DO JLEV=KLEV-1,KTDIA,-1
      DO JLON=KIDIA,KFDIA

ZNSV1(JLON,JLEV,JGFL)=ZNSV1(JLON,JLEV,JGFL)+PCFASV(JLON,JLEV,JGFL)*ZNSV1(JL
ON,JLEV+1,JGFL)
        PDIFSV(JLON,JLEV,JGFL)=ZKSVRV(JLON,JLEV)*(ZNSV1(JLON,JLEV,JGFL)-
ZNSV1(JLON,JLEV+1,JGFL))
      ENDDO
      ENDDO

!     CONDITION A LA LIMITE SUPERIEURE.
!     UPPER BOUNDARY CONDITION.

      DO JLON=KIDIA,KFDIA
        PDIFSV(JLON,KTDIA-1,JGFL)=0.0_JPRB
      ENDDO
!
    ENDDO  !  ENDDO NGFL_EXT
  ENDIF    !  ENDIF (LDSTALD & NGFL_EXT)
```

Sous ***aplpar.F90***, tous sort en arguments sous forme de flux. Le calcul des tendances des scalaires passifs s'effectue par la routine ***cptend_new.F90.*** La partie ajoutée à la routine cptend_new.F90 est protégée par une double clé ***LDSTALD et (NGFL_EXT/=0).***

```
IF(LDSTALD.AND.(NGFL_EXT/=0)) THEN
  DO JGFL = 1, NGFL_EXT
    DO JLEV = 1, KFLEV
      DO JROF = KSTART, KPROF
        PTENDEXT(JROF,JLEV,JGFL) = ZGSDP(JROF,JLEV)*(&
          & PDIFSV(JROF,JLEV-1,JGFL) - PDIFSV(JROF,JLEV,JGFL))
      ENDDO
    ENDDO
  ENDDO
ENDIF
```

Le calcul de l'évolution des scalaires passifs à l'instant **t+dt** s'effectue par la routine « ***cputqy.F90 »***. La partie ajoutée à la routine ***« cputqy.f90 »*** est protégée par une double clé ***LDSTALD et (NGFL_EXT/=0).***

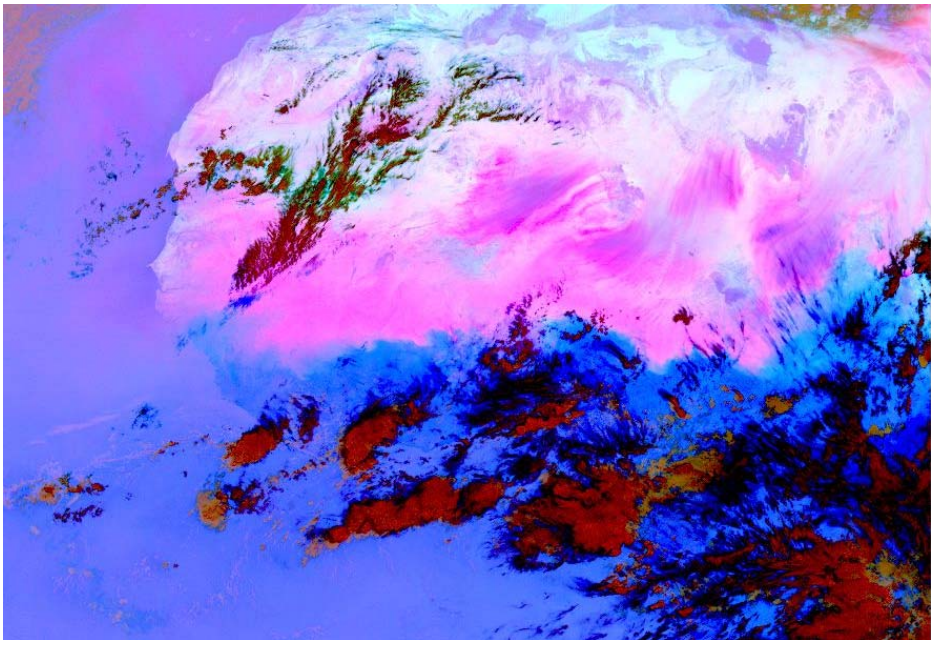
```
IF(LDSTALD.AND.(NGFL_EXT/=0)) THEN

IDIM0=1
DO JEXT=1, NGFL_EXT
  IF (KDIM==(2+KFLEV)*NGFL_EXT) THEN
  ! cas ou advection SL, pour tenir compte des points de garde en bas
    IDIM0=IDIM0+NFLSUL
  ENDIF
  DO JLEV = 1, KFLEV
    DO JROF = KSTART, KPROF
       PEXT1(JROF,IDIM0+JLEV-1) = PEXT1(JROF,IDIM0+JLEV-1)+&
                                  &PDT*PTENDEXT(JROF,JLEV,JEXT)
    ENDDO
  ENDDO
  IDIM0=IDIM0+KFLEV
  IF (KDIM==(2+KFLEV)*NGFL_EXT) THEN
  ! cas ou advection SL, pour tenir compte des points de garde en haut
    IDIM0=IDIM0+NFLSUL
  ENDIF
ENDDO
ENDIF
```

Les scalaires passifs remontent en argument à *« **mf_phys.f90 »*** et archivés en buffer ou en variable GFL.

Le transport des scalaires passifs est une partie commune entre Arome et Aladin. Cette partie est codée pour Arome et Aladin.

4. Simulation de la situation du 06 mars 2006

4.1. Analyse de la situation du 06 mars 2006



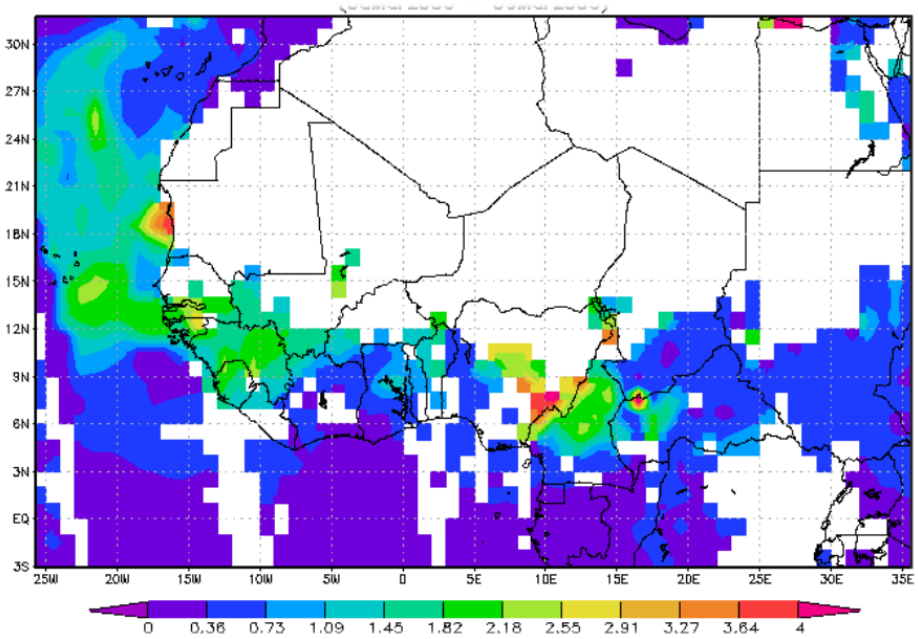
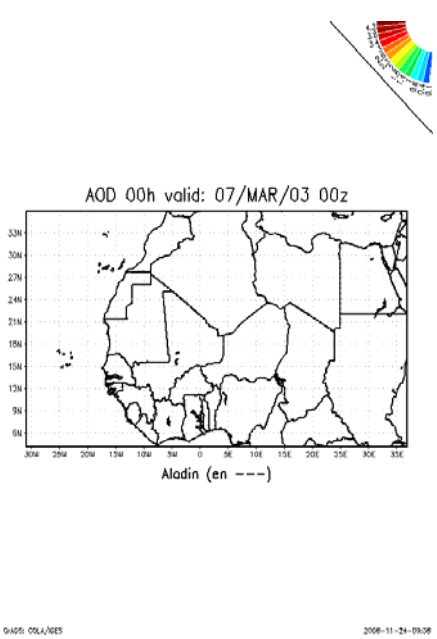
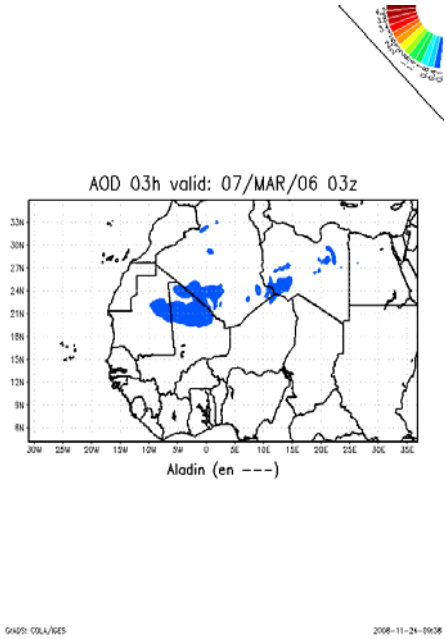
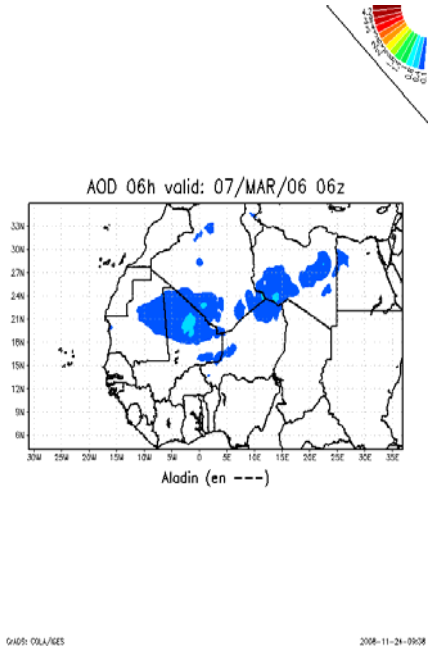


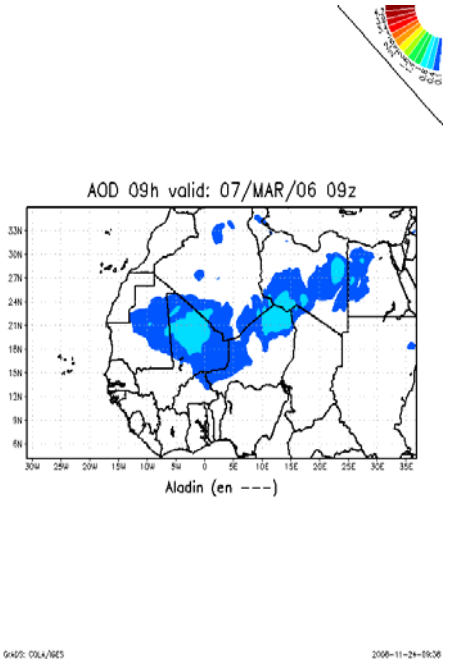
Figure 12. Moyenne journalière des épaisseurs otiques (AOD) obtenues par MODIS/AQUA pour la journée de 08 mars 2006

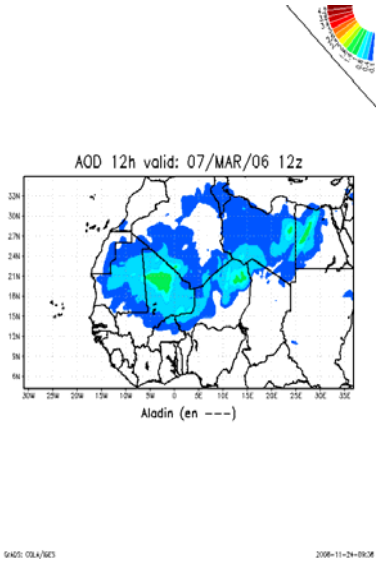
4.2. Résultats

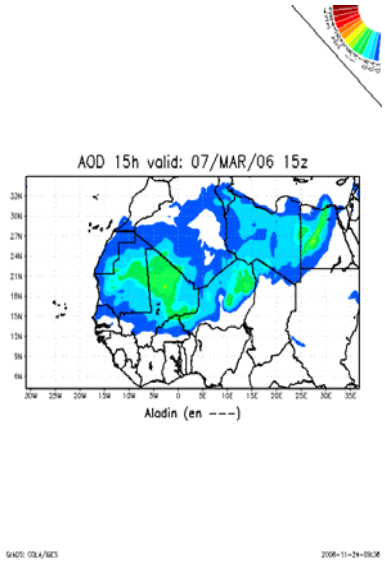


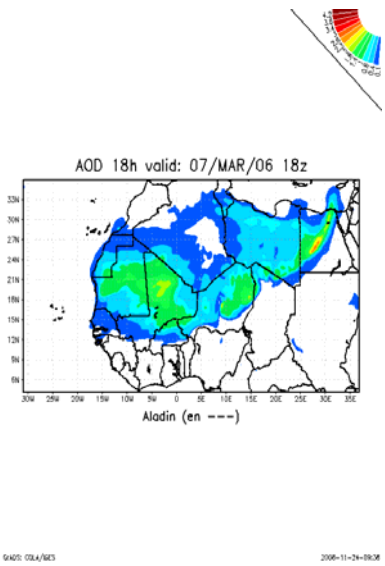


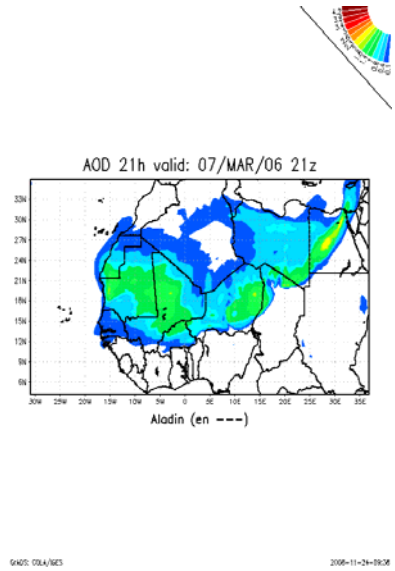


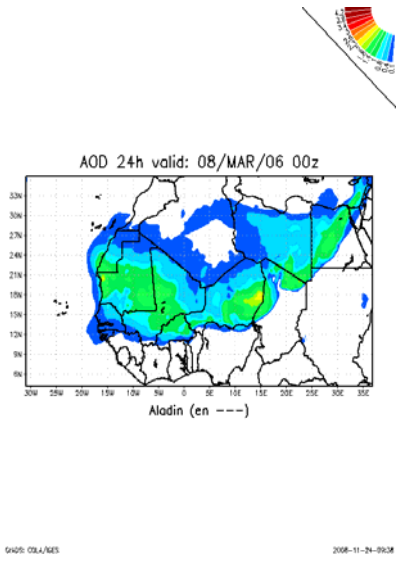


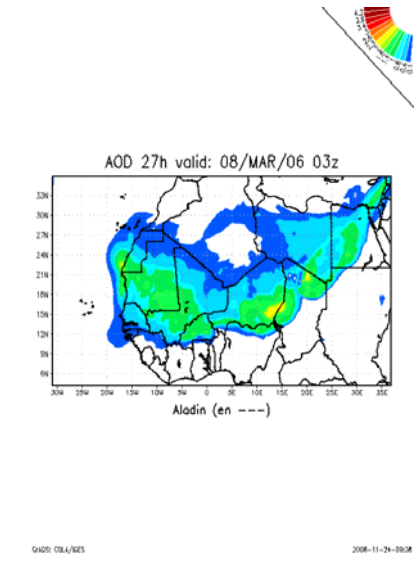

AOD 12h valid: 07/MAR/06 12z
Aladin (en ---)
GrADS: COLA/IGES
2006-11-24-09:38

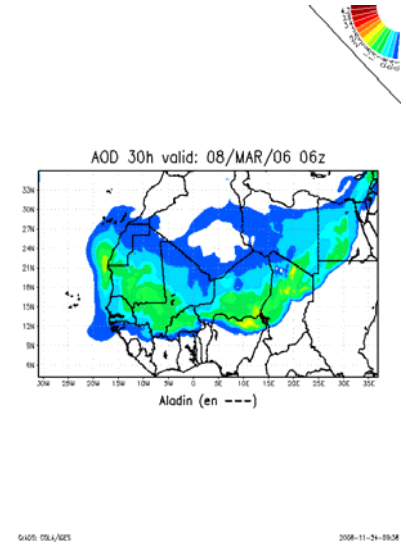

AOD 15h valid: 07/MAR/06 15z
Aladin (en ---)
GrADS: COLA/IGES
2006-11-24-09:38

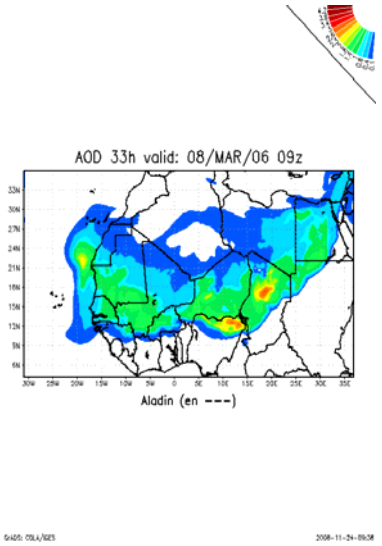

AOD 18h valid: 07/MAR/06 18z
Aladin (en ---)
GrADS: COLA/IGES
2006-11-24-09:38

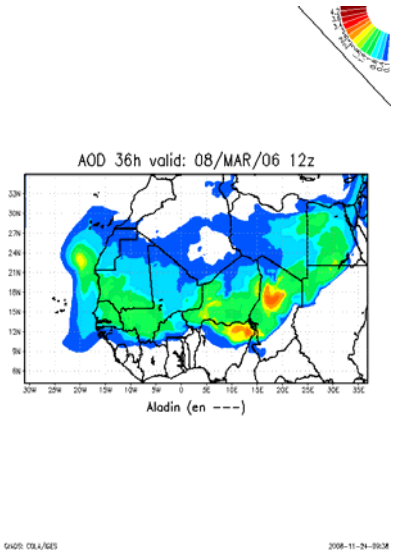

AOD 21h valid: 07/MAR/06 21z
Aladin (en ---)
GrADS: COLA/IGES
2006-11-24-09:38

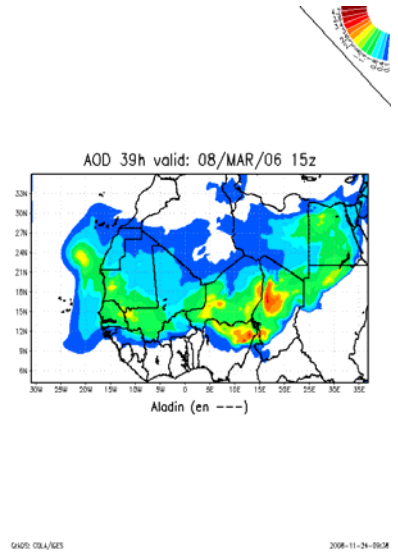

AOD 24h valid: 08/MAR/06 00z
Aladin (en ---)
GrADS: COLA/IGES
2006-11-24-09:38

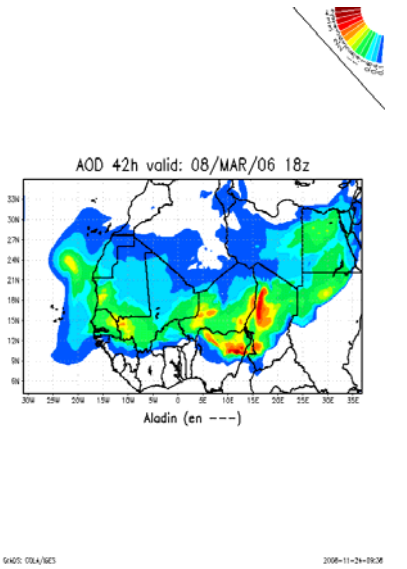

AOD 27h valid: 08/MAR/06 03z
Aladin (en ---)
GrADS: COLA/IGES
2006-11-24-09:38

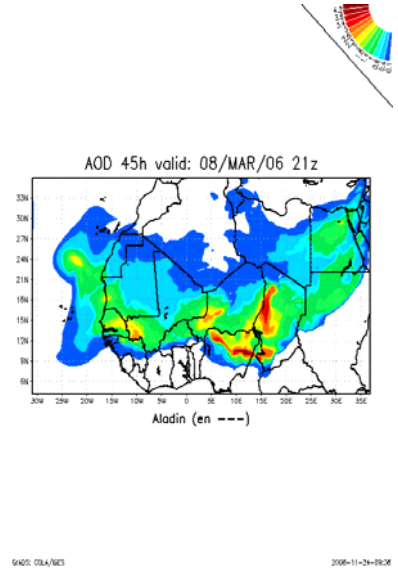

AOD 30h valid: 08/MAR/06 06z
Aladin (en ---)


AOD 33h valid: 08/MAR/06 09z
Aladin (en ---)


AOD 36h valid: 08/MAR/06 12z
Aladin (en ---)


AOD 39h valid: 08/MAR/06 15z
Aladin (en ---)


AOD 42h valid: 08/MAR/06 18z
Aladin (en ---)


AOD 45h valid: 08/MAR/06 21z
Aladin (en ---)

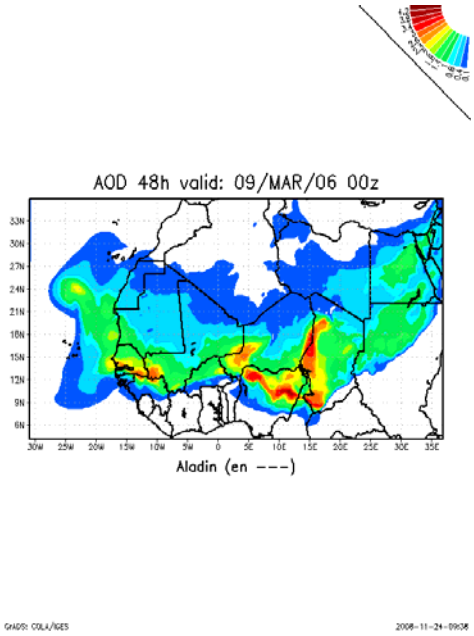


Figure 13 : Epaisseurs optiques simulées pour les journées 06-07-08 mars 2006

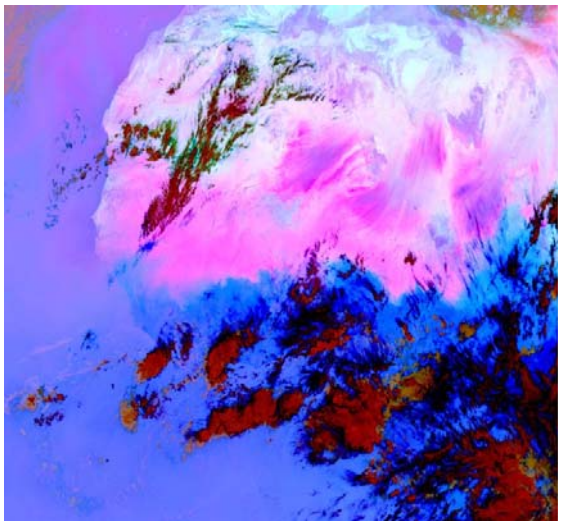


Figure 14: Image satellite MSG-SEVIRI sur l'ouest africain pour le 8 mars 2006 à 12 UTC : la couleur rose représente les aérosols désertiques

Conclusion générale

Ce rapport récapitule les différentes taches réalisées jusqu'à présent et celles restantes dans le cadre du projet de recherche du Consortium Aladin concernant la modélisation des émissions et le transport des poussières désertiques dans Aladin, dont l'Office National de la Météorologie s'est chargé en coopération avec Météo-France.

Comme toutes substances transportables dans l'atmosphère, le cycle de vie des poussières désertiques peut être décomposé en trois phases classiques: l'émission depuis certaines surfaces continentales, le transport atmosphérique et le dépôt (sec ou humide). La modélisation de ce cycle nécessite deux étapes essentielles : la première consiste en l'évaluation des émissions dans le traitement des processus de surface. Cette partie est traitée durant le stage effectué en 2007 au GMAP en réalisant le couplage de la surface externalisée au modèle Aladin et l'activation des processus d'émission dans ce dernier. La deuxième partie, qui représente l'objectif principal de ce stage, consiste en le traitement par le modèle atmosphérique des termes d'advection, de diffusion et de dépôts secs et humides.

Nous avons commencé par un chapitre descriptif dans lequel nous avons présenté les bases théoriques du modèle MB95 qui gère les processus d'émission dans SURFEX. Ensuite, nous avons exposé, sous forme de cartes, les bases de données nécessaires pour ce schéma. Nous avons choisi un domaine centré sur l'Afrique du nord.

Nous avons ensuite, exposé dans la deuxième partie de ce travail les limites d'utilisation du schéma MB95 et sa compatibilité avec les fichiers physiographiques relatifs aux états de surfaces. Bien sûr des solutions ont été proposées afin de remédier aux problèmes soulevés. L'introduction des textures des sols dans le schéma MB95 et la dépendance avérée entre les humidités seuils et ces textures permet un bon traitement de l'effet de l'humidité sur les émissions. L'utilisation des longueurs de rugosité ISBA permet une bonne répartition de l'énergie à la surface et une bonne prévision des vitesses de friction, élément moteur des émissions. La nouvelle formule de Shao (1996) permet la représentation effective des sources potentielles des émissions des poussières désertiques.

La partie consacrée à la modélisation de la diffusion verticale est détaillée dans ce papier et est codée dans le modèle Aladin. Afin de faciliter la lecture du code nous avons exposé les parties ajoutées au code et protégée ces dernières en introduisant une double clé via la namelist.

Afin de tester les modifications apportées au code et valider la partie diffusion verticale, nous avons simulé la situation du 06 mars 2006 caractérisée par des forts soulèvements des poussières désertique sur l'Afrique du nord.

Les résultats obtenus sont en bonne concordance avec les observations, comme le montrent les figures 13 et 14.

Dans le cadre de ce projet, il reste à traiter le lessivage ainsi que l'effet des aérosols désertiques sur le bilan radiatif.

Références bibliographiques

Charles S. Zender, Huisheng Bian, and David Newman, Mineral Dust Entrainement and deposition (DEAD) model: Description and 1990s dust climatology, J. Geophys. Res., VOL. 108, NO. D14, 4416, doi:10.1029/2002JD002775, 2003.

Alf Grini, Pierre Tulet and Laurent Gomes, Dusty weather forecasts using the MesoNH mesoscale atmospheric model.

Pierre Tulet, Vincent Crassier, Fredric Cousin, Karsten Suhre, and Robert Rosset, ORILAM, a three-moment lognormal aerosol scheme for mesoscale atmospheric model: Online coupling into the Meso-NH-C model and validation on the Escompte campaign, J. Geophys. Res., VOL. 110, D18201, doi:10.1029/2004JD005716, 2005.

Slobodan Nickovic, Model for predisction of desert dust cycle in the atmosphere, U. of Athens, Depar. Of Applied Physics, Panepistimioupolis Bldg, phys-V, Athens 15784, Greece.

Benoit Laurent, simulation des émissions d'aérosols désertiques à l'échelle continentale : Analyse climatologiques des émissions du nord-est de l'Asie et du nord de l'Afrique, Thèse de doctorat, LISA, 14.12.2005

Patrick Le Moigne, SURFEX (Arom training course),2005 « Présentation »

A.L.Gibelin, Externalisation du schéma de surface ISBA du modèle de circulation générale ARPRGE-CLIMAT

Robert L. Buckley, Spatial Variation of Soil Type and Soil Moisture in the Regional Atmospheric Modeling System (U),WSRC-TR 2001-00119, March 2001