

Description du schéma de la couche limite turbulente et l'interface avec la surface planétaire dans LMDZ

J.-L. Dufresne, J. Ghattas

30 janvier 2009

Table des matières

1	Diffusion turbulente dans la couche limite	2
1.1	Coefficients de traînées à la surface (drag coefficient)	2
1.2	Coefficients de diffusion dans l'atmosphère	2
1.3	L'équation de base de la diffusion turbulente	3
1.4	Diffusion turbulente de la quantité de mouvement	6
1.4.1	Dans les sources LMDZ - nouvelle méthode	8
1.5	Diffusion turbulente de l'humidité spécifique et de l'enthalpie potentielle . .	10
1.5.1	Interface avec la surface	11
1.5.2	Calcul de la température et des flux de surface dans un cas simple .	11
2	Rayonnement à la surface	14
2.1	Radiation ondes courtes	14
2.1.1	Dérivation de l'albédo des sous-surfaces liée à l'albédo moyenne vue de l'atmosphère	14
2.1.2	Dérivation de l'albédo des sous-surfaces liée au spectre solaire entrant	15
2.1.3	Calcul d'albédo sur différent type de sous-surface dans LMDZ . . .	16
2.2	Radiation ondes longues	17
3	Rugosité dans les sources LMDZ4	19
3.1	Rugosité à la surface	19
3.2	Rugosité liée au relief	19

1 Diffusion turbulente dans la couche limite

La diffusion turbulente dans la couche limite est résolue utilisant les modules `climb_hq_mod`, `climb_wind_mod`, `coef_diff_turb_mod`, `calcul_fluxs_mod` et le sous-programme `clcdrag`. Les sous-programmes principaux dans ces modules sont appelés dans `pbl_surface`. D'autres routines externes sont aussi appelés pour le calcul de la diffusion turbulente par exemple `coefkzmin`, `ustarhb`, `vdif_kcay`, `yamada` et `yamada4` mais ils ne seront pas décrit dans ce document.

La diffusion turbulente est calculé pour chaque type de sous-surface, pour toute la colonne atmosphérique de bas en haut. Cela veut dire que la diffusion turbulente sera calculé autant de fois qu'il y a différentes sous-surfaces dans la maille.

1.1 Coefficients de traînées à la surface (drag coefficient)

Le sous-programme `clcdrag` calcule le coefficient de traînées (drag coefficient) sur la surface (`cdrag`) pour la chaleur latente et sensible et pour la quantité de mouvement. `clcdrag` est appelé dans `pbl_surface` pour chaque type de sous-surfaces.

1.2 Coefficients de diffusion dans l'atmosphère

Le sous-programme `coef_diff_turb` calcule les coefficients de la diffusion turbulente entre chaque couche de modèle dans l'atmosphère pour la chaleur latente et sensible et pour le momentum. Aucune valeur est calculée entre la surface et la première couche du modèle.¹

Les coefficients peuvent être calculées selon différents méthodes et le choix est fait dans `coef_diff_turb` utilisant deux paramètres de contrôles : `iflag_pbl` et `ok_kzmin`. Ces paramètres sont déclarés dans le fichier de paramètre "physiq.def". Par défaut `ok_kzmin` est activé et `iflag_pbl` égale à 1.

Un premier calcul est fait avec le sous-programme `coefkz`. Ensuite, si le paramètre `iflag_pbl` est égale à 1, le sous-programme `coefkz2` recalculera les coefficients dans l'atmosphère. Si le paramètre `ok_kzmin` est activé, le sous-programme `coefkzmin` est appelé et les coefficients seront recalculés encore une fois. Finalement, si `iflag_pbl` est égale ou supérieur à 3, une méthode de Mellor et Yamada est utilisée.

¹Remarque : Dans `pbl_surface` et `coef_diff_turb`, les variables `ycoefm(:,1)` et `ycoef(:,1)` ne sont pas calculées et ne devront jamais être utiliser.

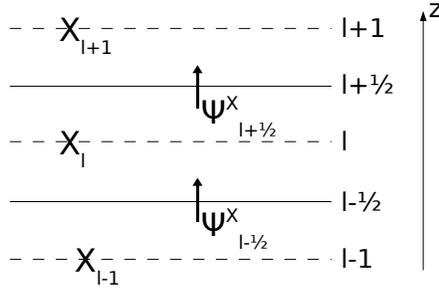
1.3 L'équation de base de la diffusion turbulente

Description de flux sur sa forme continue

$$\Psi^X = -\rho k \frac{\partial X}{\partial z} \quad (1)$$

où ρ est la masse volumique, k la coefficient de diffusion et z la cordonnée verticale. X est la variable à diffuser ; $X \equiv Q$, $X \equiv C_p \theta$, $X \equiv u$ ou $X \equiv v$.

Forme discretisée en espace On discretise les équations de flux traversant les intersection des couches de modèle. L'atmosphère est divisée en n couches. La première, $l = 1$, est celle juste au dessus du sol et la n^e est celle au sommet.



$$\begin{cases} \Psi_{l+\frac{1}{2}}^X &= -\rho_{l+\frac{1}{2}} k_{l+\frac{1}{2}} \frac{X_{l+1} - X_l}{z_{l+1} - z_l} = -R_{l+\frac{1}{2}} (X_{l+1} - X_l) \quad l \geq 2; \\ \Psi_{l-\frac{1}{2}}^X &= -\rho_{l-\frac{1}{2}} k_{l-\frac{1}{2}} \frac{X_l - X_{l-1}}{z_l - z_{l-1}} = -R_{l-\frac{1}{2}} (X_l - X_{l-1}) \quad l \geq 2; \end{cases} \quad (2)$$

avec

$$R_{l+\frac{1}{2}} = \frac{\rho_{l+\frac{1}{2}} k_{l+\frac{1}{2}}}{z_{l+1} - z_l}, \quad l \geq 2 \quad (3)$$

Equation de bilan en continue

$$\frac{\partial X}{\partial t} = -\frac{1}{\rho} \text{div}(\Psi^X) = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial \Psi^X}{\partial z} \quad (4)$$

Equation de bilan discretisée en espace

$$\frac{\partial X_l}{\partial t} = -\frac{1}{\rho_l} \frac{\Psi_{l+\frac{1}{2}}^X - \Psi_{l-\frac{1}{2}}^X}{z_{l+\frac{1}{2}} - z_{l-\frac{1}{2}}} \quad (5)$$

Maintenant on veut exprimer le bilan de flux en fonction de pression P au lieu de z . On utilise :

$$\delta P = \rho g \delta z \quad (6)$$

$$\delta P_l = P_{l-\frac{1}{2}} - P_{l+\frac{1}{2}} = \rho_l g (z_{l+\frac{1}{2}} - z_{l-\frac{1}{2}}) \quad (7)$$

Les Eq. 5 et Eq. 7 deviennent :

$$\frac{\partial X_l}{\partial t} = -\frac{g}{\delta P_l} (\Psi_{l+\frac{1}{2}}^X - \Psi_{l-\frac{1}{2}}^X) \quad (8)$$

Discretisation temporelle On fait une approximation :

$$\frac{\partial X_l}{\partial t} \simeq \frac{\delta X_l}{\delta t} = \frac{X_l - \{X_l\}}{\delta t} \quad (9)$$

La variable entre les crochets $\{ \}$ est la variable du pas de temps précédent. Eq. 8 peut donc être approximé :

$$\frac{X_l - \{X_l\}}{\delta t} = -\frac{g}{\delta P_l} (\Psi_{l+\frac{1}{2}}^X - \Psi_{l-\frac{1}{2}}^X) \quad (10)$$

$$X_l \delta P_l = \{X_l\} \delta P_l - g \delta t \Psi_{l+\frac{1}{2}}^X + g \delta t \Psi_{l-\frac{1}{2}}^X \quad (11)$$

Pour les couches dans l'atmosphère $l \geq 2$ On substitue les flux dans Eq. 11 avec leur discretisation selon Eq. 2 :

$$X_l \delta P_l = \{X_l\} \delta P_l + g \delta t R_{l+\frac{1}{2}} (X_{l+1} - X_l) - g \delta t R_{l-\frac{1}{2}} (X_l - X_{l-1}) \quad (12)$$

Premier niveau de modèle Pour le premier niveau au dessus de surface, $l = 1$, on veut exprimer le bilan on fonction de la flux de surface $\Psi_{\frac{1}{2}}^X$. Eq. 11 devient :

$$X_1 \delta P_1 = \{X_1\} \delta P_1 - g \delta t \Psi_{\frac{3}{2}}^X + g \delta t \Psi_{\frac{1}{2}}^X \quad (13)$$

$$X_1 \delta P_1 = \{X_1\} \delta P_1 + g \delta t R_{\frac{3}{2}} (X_2 - X_1) + g \delta t \Psi_{\frac{1}{2}}^X \quad (14)$$

Simplification de l'écriture dans le code Dans LMDZ nous allons simplifier l'écriture d'abord en écrivant R en fonction de pression au lieu de z :

$$R_{l-\frac{1}{2}} = \frac{\rho_{l-\frac{1}{2}} k_{l-\frac{1}{2}}}{z_l - z_{l-1}} \quad (15)$$

$$[z_l - z_{l-1} = \frac{\delta P_{l-\frac{1}{2}}}{\rho_{l-\frac{1}{2}} g} = \frac{P_{l-1} - P_l}{\rho_{l-\frac{1}{2}} g}] \quad (16)$$

$$R_{l-\frac{1}{2}} = \frac{g \rho_{l-\frac{1}{2}}^2 k_{l-\frac{1}{2}}}{P_{l-1} - P_l}, l \geq 2 \quad (17)$$

Ensuite nous allons introduire une nouvelle variable intermediaire S :

$$S_l = g\delta t R_{l-\frac{1}{2}} = \frac{\rho_{l-\frac{1}{2}}^2 k_{l-\frac{1}{2}} g^2 \delta t}{P_{l-1} - P_l}, l \geq 2 \quad (18)$$

Eq. 12 et Eq. 14 peuvent donc être écrit sur la forme :

$$\begin{cases} X_l \delta P_l &= \{X_l\} \delta P_l + S_{l+1}(X_{l+1} - X_l) - S_l(X_l - X_{l-1}) & l \geq 2; \\ X_1 \delta P_1 &= \{X_1\} \delta P_1 + S_2(X_2 - X_1) + g\delta t \Psi_{\frac{1}{2}}^X & l = 1. \end{cases} \quad (19)$$

avec le flux (Eq. 2) :

$$\Psi_{l-\frac{1}{2}}^X = -\frac{S_l}{g\delta t}(X_l - X_{l-1}), \quad l \geq 2 \quad (20)$$

1.4 Diffusion turbulente de la quantité de mouvement

La diffusion turbulente de la quantité de mouvement est effectuée une fois pour chaque composant horizontal du vent ; le composant zonal u et le composant méridional v . La description qui suit est faite avec le composant u sachant que le calcul sera le même en substituant u avec v .

Par convention dans le modèle LMDZ, le flux de la diffusion turbulente est positif vers le bas. Nous allons introduire le flux de la diffusion turbulente de la quantité de mouvement dans LMDZ, de la surface F_s^X , et de la colonne verticale $F_{l-\frac{1}{2}}^X$, $X \equiv u$ ou $X \equiv v$:

$$\begin{cases} F_{l-\frac{1}{2}}^X &= -\Psi_{l-\frac{1}{2}}^X \\ F_s^X &= -\Psi_{\frac{1}{2}}^X \end{cases} \quad (21)$$

Équations à résoudre

$$\begin{cases} u_n \delta P_n &= \{u_n\} \delta P_n - S_n(u_n - u_{n-1}) & l = n; \\ u_l \delta P_l &= \{u_l\} \delta P_l + S_{l+1}(u_{l+1} - u_l) - S_l(u_l - u_{l-1}) & 2 \leq l < n; \\ u_1 \delta P_1 &= \{u_1\} \delta P_1 + S_2(u_2 - u_1) - g \delta t F_s^u & l = 1. \end{cases} \quad (22)$$

avec n la couche du sommet de modèle.

Les coefficients S_l , $2 \leq l \leq n$, dépendent des coefficients de diffusion turbulents², $k_{l-\frac{1}{2}}$ (voir Eq. 18) :

$$S_l = \frac{\rho_{l-\frac{1}{2}}^2 k_{l-\frac{1}{2}} g^2 \delta t}{P_{l-1} - P_l} \quad (23)$$

Pour la couche de surface, la première couche, on préfère exprimer la variation des variables de la première couche en fonction du flux de diffusion de moment entre la surface et la première couche de l'atmosphère. Le flux s'écrit selon :

$$F_s^u = \rho |\vec{V}| C_d (u_1 - u_0) \quad (24)$$

où C_d est le coefficient de traînée pour le moment et $|\vec{V}|$ le module du vent par rapport à la surface. Sur l'océan où la surface peut avoir une vitesse non nulle, le module du vent devient la différence entre le vent de l'atmosphère et le courant d'océan. Néanmoins, par défaut la vitesse de surface est mise à nulle. Il y existe une option pour utiliser les courants d'océan dans une simulation en mode couplé. Cette option se fait avec le paramètre `cpl.current` mais n'est pas encore validé.

²Dans le code les coefficients k sont uniquement calculés entre les couches du modèle, niveau $l - \frac{1}{2}$.

Résolution colonne verticale Pour les couches, l , de surface jusqu'au sommet de la couche limit Eq. 22 peut être réécrite sur la forme récursive :

$$u_l = C_l^u + D_l^u u_{l-1}, (1 \leq l \leq n) \quad (25)$$

Solution de C_n^u et D_n^u obtenu en partant de la couche de sommet :

$$u_n \delta P_n = \{u_n\} \delta P_n - S_n (u_n - u_{n-1}) \quad (26)$$

$$u_n (\delta P_n + S_n) = \{u_n\} \delta P_n + S_n u_{n-1} \quad (27)$$

$$u_n = \frac{\{u_n\} \delta P_n}{\delta P_n + S_n} + \frac{S_n}{\delta P_n + S_n} u_{n-1} \quad (28)$$

$$C_n^u = \frac{\{u_n\} \delta P_n}{\delta P_n + S_n}, D_n^u = \frac{S_n}{\delta P_n + S_n} \quad (29)$$

Solution pour C_l et D_l , ($2 \leq l < n$) en utilisant $u_{l+1} = C_{l+1}^u + D_{l+1}^u u_l$:

$$u_l \delta P_l = \{u_l\} \delta P_l + S_{l+1} (C_{l+1} + D_{l+1} u_l - u_l) - S_l (u_l - u_{l-1}) \quad (30)$$

$$u_l (\delta P_l - S_{l+1} D_{l+1} + S_{l+1} + S_l) = \{u_l\} \delta P_l + S_{l+1} C_{l+1} + S_l u_{l-1} \quad (31)$$

$$u_l = \frac{\{u_l\} \delta P_l + S_{l+1} C_{l+1}}{\delta P_l + S_l + S_{l+1} (1 - D_{l+1})} + \frac{S_l}{\delta P_l + S_l + S_{l+1} (1 - D_{l+1})} u_{l-1} \quad (32)$$

$$C_l^u = \frac{\{u_l\} \delta P_l + S_{l+1} C_{l+1}}{\delta P_l + S_l + S_{l+1} (1 - D_{l+1})}, D_l^u = \frac{S_l}{\delta P_l + S_l + S_{l+1} (1 - D_{l+1})} \quad (33)$$

Résolution couche de surface Pour la première couche, $l = 1$, on cherche une solution sur une autre forme :

$$u_1 = A^u + B^u F_s^u \delta t \quad (34)$$

Solution de A^u et B^u sont obtenu avec la relation $u_2 = C_2 + D_2 u_1$:

$$u_1 \delta P_1 = \{u_1\} \delta P_1 + S_2 (u_2 - u_1) - g \delta t F_s^u \quad (35)$$

$$u_1 \delta P_1 = \{u_1\} \delta P_1 + S_2 (C_2 + D_2 u_1 - u_1) - g \delta t F_s^u \quad (36)$$

$$u_1 (\delta P_1 + S_2 (1 - D_2)) = \{u_1\} \delta P_1 + S_2 C_2 - g \delta t F_s^u \quad (37)$$

$$u_1 = \frac{\{u_1\} \delta P_1 + S_2 C_2}{\delta P_1 + S_2 (1 - D_2)} + \frac{-g}{\delta P_1 + S_2 (1 - D_2)} \delta t F_s^u \quad (38)$$

$$A^u = \frac{\{u_1\} \delta P_1 + S_2 C_2}{\delta P_1 + S_2 (1 - D_2)}, B^u = \frac{-g}{\delta P_1 + S_2 (1 - D_2)} \quad (39)$$

Flux de surface Le flux de surface de moment, Eq. 24 est reformulé en substituant u_1 selon Eq. 34, on obtient :

$$F_s^u = \rho |\vec{V}| C_d (u_1 - u_0) \quad (40)$$

$$F_s^u = \rho |\vec{V}| C_d (A^u + B^u F_s^u \delta t - u_0) \quad (41)$$

$$F_s^u (1 - \rho |\vec{V}| C_d B^u \delta t) = \rho |\vec{V}| C_d (A^u - u_0) \quad (42)$$

$$F_s^u = \frac{\rho |\vec{V}| C_d (A^u - u_0)}{1 - \rho |\vec{V}| C_d B^u \delta t} \quad (43)$$

$$F_s^u = \frac{A^u - u_0}{\frac{1}{\rho |\vec{V}| C_d} - B^u \delta t} \quad (44)$$

Calcul de flux entre les couches dans la colonne atmosphérique

$$F_{l-\frac{1}{2}}^u = \frac{S_l}{g \delta t} (u_l - u_{l-1}) \quad (45)$$

Ancienne méthode - Résolution de couche de surface et calcul de flux de surface

Eq. 22 pour la première couche peut aussi être formulé selon :

$$u_1 \delta P_1 = \{u_1\} \delta P_1 + S_2 (u_2 - u_1) - S_1 (u_1 - u_0) \quad (46)$$

avec $S_1 = \rho |\vec{V}| C_d g \delta t$.

La solution s'exprime sur la forme de Eq. 25, avec $l = 1$:

$$u_1 = C_1 + D_1 u_0 \quad (47)$$

$$C_1 = \frac{\{u_1\} \delta P_1 + S_2 C_2}{\delta P_1 + S_1 + S_2 (1 - D_2)} \quad (48)$$

$$D_1 = \frac{S_1}{\delta P_1 + S_1 + S_2 (1 - D_2)} \quad (49)$$

Ensuite le flux se trouve :

$$F_s^u = \frac{S_1}{g \delta t} (u_1 - u_0) \quad (50)$$

$$F_s^u = \rho |\vec{V}| C_d (u_1 - u_0) \quad (51)$$

1.4.1 Dans les sources LMDZ - nouvelle méthode

Les coefficients de diffusion turbulents pour le moment, $k_{l-\frac{1}{2}}$, $l \geq 2$, dans l'atmosphère sont calculés par `coef_diff_turb`. Les coefficients S_l sont calculés dans la sous-routine `climb_wind_down` selon Eq. 23. Les coefficients C_l et D_l pour $2 \leq l \leq n$ et les coefficients A et B sont également calculés dans cette routine, selon Eq. 29, Eq. 33 et Eq. 39. C , D ,

A et B sont calculés pour chaque composante u et v du vent. A et B sont envoyés aux modules de sous-surfaces.

À la surface avant l'entrée sur les sous-surfaces, le coefficient de drag de moment C_d est calculé avec la subroutine `clcdrag`. Les flux de surface F_s^u et F_s^v sont calculés selon Eq. 44 sur chaque type de sous-surface utilisant la subroutine `calcul_flux_wind`. Les flux sont envoyés au `climb_wind_up` où la résolution de la diffusion verticale pour toute la colonne verticale est effectuée selon Eq. 34($l = 1$) et Eq. 25($2 \leq l \leq n$). Les flux entre les couches dans la colonne atmosphérique sont également calculés selon Eq. 45. La convention dans LMDZ de flux de la diffusion turbulents est positive vers le bas.

Dans les sources LMDZ - ancienne méthode Les coefficients de diffusion turbulents dans l'atmosphère et à la surface(`cdrag`) sont calculés par `coef_diff_turb` avant l'appel à `climb_wind_down`. Les coefficients S_l ainsi que les coefficients C_l et D_l pour tout les $l, 1 \leq l \leq n$ sont calculés dans la subroutine `climb_wind_down`. Ensuite le calcul des flux et la résolution de la diffusion verticale sont effectués dans `climb_wind_up` selon Eq. 25 pour tout les $l, 1 \leq l \leq n$. La condition au surface est fixée, $u_0 = 0$.

1.5 Diffusion turbulente de l'humidité spécifique et de l'enthalpie potentielle

Pour la diffusion de l'humidité spécifique q et de l'enthalpie potentielle H le contre-gradient est ajouté aux equations précédents. Ici les équations sont écrit avec l'indice X étant soit l'humidité spécifique q , soit l'enthalpie potentielle H avec

$$H = C_p\theta = C_pT(P_r/P)^\kappa \quad (52)$$

où θ est le temperature potentielle et P_r le pression de référence, en générale prise comme étant la pression au sol.

Équations à résoudre incluant le contre-gradient

$$\begin{cases} X_n\delta P_n &= \{X_n\}\delta P_n - S_n^X(X_n - X_{n-1}) - S_n^X\Gamma_n^X, & (l = n) \\ X_l\delta P_l &= \{X_l\}\delta P_l + S_{l+1}^X(X_{l+1} - X_l) - S_l^X(X_l - X_{l-1}) + S_{l+1}^X\Gamma_{l+1}^X - S_l^X\Gamma_l^X, & (2 \leq l < n) \\ X_1\delta P_1 &= \{X_1\}\delta P_1 + S_2^X(X_2 - X_1) + S_2^X\Gamma_2^X - g\delta t F_s^X, & (l = 1) \end{cases} \quad (53)$$

La variable Γ correspond à un éventuel contre-gradient. Les coefficient S étant défini à partir du coefficient de diffusion turbulent auparavant : $S_l = \frac{\rho_{l-\frac{1}{2}}^2 k_{l-\frac{1}{2}} g^2 \delta t}{P_{l-1} - P_l}$, $l \geq 2$.

Résolution Eq. 53 peuvent être résolue sur la forme récurente suivant :

$$\begin{cases} X_l &= C_l^X + D_l^X X_{l-1} & (2 \leq l \leq n) \\ X_1 &= A^X + B^X F_s^X \delta t & (l = 1) \end{cases} \quad (54)$$

avec au sommet :

$$C_n^X = \frac{\{X_n\}\delta P_n^X - S_n^X\Gamma_n^X}{\delta P_n^X + S_n^X}, \quad D_n^X = \frac{S_n^X}{\delta P_n^X + S_n^X} \quad (55)$$

dans le colonne verticale couche $2 \leq l < n$:

$$C_l^X = \frac{\{X_l\}\delta P_l^X + S_{l+1}^X C_{l+1}^X + S_{l+1}^X\Gamma_{l+1}^X - S_l^X\Gamma_l^X}{\delta P_l^X + S_l^X + S_{l+1}^X(1 - D_{l+1}^X)}, \quad D_l^X = \frac{S_l^X}{\delta P_l^X + S_l^X + S_{l+1}^X(1 - D_{l+1}^X)} \quad (56)$$

et au surface :

$$A^X = \frac{\{X_1\}\delta P_1^X + S_2^X(C_2^X + \Gamma_2^X)}{\delta P_1^X + S_2^X(1 - D_2^X)}, \quad B^X = \frac{-g}{\delta P_1^X + S_2^X(1 - D_2^X)} \quad (57)$$

Les flux sur chaque niveau $2 \leq l \leq n$ peuvent ensuite être diagnostiqués selon :

$$F_l^X = \frac{S_l^X}{g\delta t}(X_l - X_{l-1} + \Gamma_l^X) \quad (58)$$

1.5.1 Interface avec la surface

Par défaut on prend comme valeur d'interface les variables au premier niveau. Ce sont l'humidité spécifique (kg d'eau/kg d'air) q_1 et l'enthalpie potentiel H_1 ($J.kg^{-1}$). Sont également transmis à la surface les sensibilités, A et B , de ces variables vis-à-vis des flux échangés avec la surface, qui correspondent à Eq. 54. La surface doit calculer les flux de vapeur d'eau et d'enthalpie F_s^q en ($kg.m^{-2}.s^{-1}$) et F_s^H en ($W.m^{-2}$) entre la couche 1 et la surface.

D'un point de vue fonctionnel, l'interfaçage avec la surface est le suivant :

– **entrée**

- θ et q : température potentiel (K) et humidité spécifique (kg/kg) d'interface
- A^H, B^H, A^q et B^q : coefficients décrivant l'évolution des deux variables d'interface ci-dessus en fonction des flux échangés avec la surface

– **sortie**

- F_s^H et F_s^q : flux de chaleur ($W.m^{-2}$) et flux de vapeur d'eau ($kg.m^{-2}.s^{-1}$) à la surface du sol
- $\partial F_s^H / \partial T_s$ et $\partial F_s^q / \partial T_s$: sensibilité de ces flux à une variation de la température de surface

1.5.2 Calcul de la température et des flux de surface dans un cas simple

On donne ci-dessous un exemple très simple, correspondant à un modèle de surface faisant un simple bilan d'énergie. Ces calculs sont réalisés après avoir établi la relation 54 décrivant la dépendance des variables d'interfaces au flux de surface. D'un point de vue fonctionnel, l'interfaçage correspond à la description ci-dessus.

Bilan d'énergie en surface La température du sol T_s est contrôlée par l'équation de bilan d'énergie :

$$C_0 \frac{\delta T_s}{\delta t} = F - k_g(T_s - T_g) \quad (59)$$

où C_0 est la capacité thermique de la surface et F représente le bilan des flux net en surface, c.-à-d. la somme du rayonnement net au sol, de la chaleur sensible et de la chaleur latente. Le terme $k_g(T_s - T_g)$ représente le transfert de chaleur de la surface vers des couches profondes. Il peut être aussi considéré comme une relaxation de la température de la surface vers la température profonde. Il est seulement utilisé pour calculer la température de la glace de mer où une relaxation vers la température de congélation est considérée.

L'équation précédente peut s'écrire sous la forme suivante :

$$T_s = \{T_s\} + \frac{\delta t}{C_0} F - \frac{\delta t}{C_0} k_g(T_s - T_g) \quad (60)$$

Le terme $k_g \delta t / C_0$ est $\delta t / \tau$ où τ est un temps de relaxation (30 jours pour la glace de mer). F est composé de 3 parties :

$$F = F_{rad} + F_1^H + LF_1^q \quad (61)$$

Flux d'enthalpie

$$F_1^H = K_1^h (H_1 - C_p (P_r/P)^\kappa T_s) \quad (62)$$

Le coefficient K_1^h s'écrit dans le cas de formule de type "bulk" (cf. doc. physique LMDz) :

$$K_1 = \rho |\vec{V}| C_d \quad (63)$$

En remplaçant H_1 par son expression Eq. 54 qui prend en compte la façon dont l'enthalpie de l'atmosphère varie en fonction des flux de surface, on obtient :

$$F_1^H = M_1^h + N_1^h T_s \quad (64)$$

avec

$$M_1^h = \frac{K_1^h A_1^h}{1 - K_1^h B_1^h \delta t} \quad (65)$$

$$N_1^h = \frac{-K_1^h C_p (P_r/P)^\kappa}{1 - K_1^h B_1^h \delta t} \quad (66)$$

Flux de vapeur d'eau

$$F_1^q = \beta K_1^q (Q - q_0) \quad (67)$$

avec β coefficient d'évaporation qui représente le rapport entre l'évaporation réelle et l'évaporation potentielle et q_0 est la vapeur d'eau de saturation correspondant à T_s , les deux étant liées par l'équation de Clausius-Clapeyron :

$$q_0 = q_{sat}(T_s) \quad (68)$$

On linéarise la dépendance de la valeur de saturation en fonction de la température, par rapport à la valeur au début du pas de temps :

$$q_0 = q_{sat}(\{T_s\}) + \frac{\partial q_{sat}}{\partial T} |_{\{T_s\}} (T_s - \{T_s\}) \quad (69)$$

En remplaçant dans l'équation 67 Q par son expression Eq. 54 qui prend en compte la façon dont l'humidité spécifique de l'atmosphère varie en fonction des flux de surface, et en tenant compte de la linéarisation de l'humidité à saturation avec la température de surface (Eq. 69), on obtient :

$$F_1^q = M_1^q + N_1^q T_s \quad (70)$$

avec

$$M_1^q = \frac{\beta K_1^q (A_1^q - \{q_{sat}\} + \{T_s\} \frac{\partial q_{sat}}{\partial T})}{1 - \beta K_1^q B_1^q \delta t} \quad (71)$$

$$N_1^q = \frac{-\beta K_1^q \frac{\partial q_{sat}}{\partial T}}{1 - \beta K_1^q B_1^q \delta t} \quad (72)$$

Température et flux de surface Finalement, en utilisant les équations 64 et 70 pour remplacer F_1^H et F_1^q dans l'équation 60, on obtient :

$$T_s = \frac{\{T_s\} + \frac{\delta t}{C_0} [F_{rad} + M_1^h + LM_1^q] + \frac{k_g}{C_0} T_g \delta t}{1 - \frac{\delta t}{C_0} (N_1^h + LN_1^q) + \frac{k_g}{C_0} \delta t} \quad (73)$$

Une fois cette température de surface T_s connue, le calcul des flux de vapeur d'eau et d'enthalpie sont immédiat à partir des équations 64 et 70.

2 Rayonnement à la surface

2.1 Radiation ondes courtes

La radiation solaire est partagée dans deux intervalles : visible ($\sim 0.4 - 0.7\mu m$) et proche infra-rouge ($\sim 0.7 - 4\mu m$). Les albédos pour ces deux intervalles, *alb1* pour l'intervalle visible et *alb2* pour l'intervalle proche infra-rouge, sont calculés pour chaque type de sous-surface. Dans certain cas, les calculs se font identiques pour les deux intervalles, voir section en-dessous.

Differentes valeurs moyennes sont calculés dans `pbl_surface`. Les valeurs moyennes *alb1_m* et *alb2_m*, sur une maille pour chaque type d'intervalles solaire sont calculés utilisant les fractions de sous-surface dans la maille. Egalement, la valeur moyenne sur tout l'intervalle solaire est calculé pour chaque type de sous-surface utilisant le poids *f1*. *f1* signifie la fraction de la radiation visible par rapport à la radiation solaire totale. La fraction *f1* est egale à 0.5 dans LMDZ. ³

L'albédo moyenne, *alb_m*, sur tout la maille et sur tout l'intervalle solaire est calculé utilisant l'albédo, *alb1* et *alb2*, calculés precedamments.

2.1.1 Dérivation de l'albédo des sous-surfaces liée à l'albédo moyenne vue de l'atmosphère

Si F_{\downarrow}^s est la radiation solaire totale entrant vers la surface et la radiation solaire absorbé est donnée par :

$$\Psi_s = (1 - \alpha)F_{\downarrow}^s \quad (74)$$

alors α est "l'albédo moyenne" pour une maille vue de l'atmosphère.

La maille est partagée dans plusieurs sous-surfaces avec différents fractions ω_i et l'albédo α_i , avec la somme des fractions $\sum_i \omega_i = 1$.

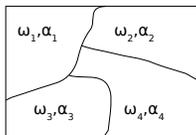


FIG. 1 – Une maille partagée dans 4 sous-surfaces

³Pour refaire des anciens calculs, il faut mettre `f1=1`.

Pour chaque sous-surface, la radiation solaire peut être réécrit selon :

$$\psi_1^s = (1 - \alpha_1)F_{\downarrow}^s \quad (75)$$

$$\psi_2^s = (1 - \alpha_2)F_{\downarrow}^s \quad (76)$$

$$\dots \quad (77)$$

$$\psi_i^s = (1 - \alpha_i)F_{\downarrow}^s \quad (78)$$

Pour conserver l'énergie à la surface, la somme de la radiation absorbée pour chaque sous-surface doit être égale à la somme totale de la radiation absorbée sur la maille en prenant en compte les différentes fractions. Suivant doit être préservé :

$$\sum_i \omega_i \psi_i^s = \Psi_s \quad (79)$$

En combinant d'abord Eq. 74 et Eq. 78 et ensuite Eq. 79 donnera :

$$\psi_i^s = \frac{(1 - \alpha_i)}{(1 - \alpha)} \Psi_s \quad (80)$$

$$\sum_i \omega_i \frac{(1 - \alpha_i)}{(1 - \alpha)} \Psi_s = \Psi_s \quad (81)$$

L'équation obtenue peut être réécrite utilisant $\sum_i \omega_i = 1$, selon :

$$\alpha = \sum_i \omega_i \alpha_i \quad (82)$$

Cela veut dire que l'albédo moyenne doit suivre Eq. 82 pour conserver l'énergie à la surface.

2.1.2 Dérivation de l'albédo des sous-surfaces liée au spectre solaire entrant

Le spectre entrant de la radiation solaire est divisé dans 2 intervalles : le visible F_{\downarrow}^{sw1} ($\sim 0.4 - 0.7\mu m$) et le proche infra-rouge F_{\downarrow}^{sw2} ($\sim 0.7 - 4\mu m$). Si f_1 est la fraction de la radiation visible et $1-f_1$ la fraction de la radiation proche infra-rouge par rapport à la radiation totale solaire entrant, alors :

$$F_{\downarrow}^{sw1} = f_1 F_{\downarrow}^s \quad (83)$$

$$F_{\downarrow}^{sw2} = (1 - f_1) F_{\downarrow}^s \quad (84)$$

Pour chaque intervalle, la radiation solaire absorbée peut être écrite selon :

$$\psi_{sw1} = (1 - \alpha_{sw1}) F_{\downarrow}^{sw1} \quad [Eq. 83] \Rightarrow \quad \psi_{sw1} = (1 - \alpha_{sw1}) f_1 F_{\downarrow}^s \quad (85)$$

$$\psi_{sw2} = (1 - \alpha_{sw2}) F_{\downarrow}^{sw2} \quad [Eq. 84] \Rightarrow \quad \psi_{sw2} = (1 - \alpha_{sw2}) (1 - f_1) F_{\downarrow}^s \quad (86)$$

où α_{sw1} est l'albédo pour le spectre visible et α_{sw2} l'albédo pour le spectre proche infra-rouge. Utilisant Eq. 85 et Eq. 86 avec $\psi_s = \psi_{sw1} + \psi_{sw2}$ et $\psi_s = (1 - \alpha)F_{\downarrow}^s$, on obtient "l'albédo moyenne" :

$$\alpha = f_1\alpha_{sw1} + (1 - f_1)\alpha_{sw2} \quad (87)$$

Avec la même méthode, "l'albédo moyenne d'une sous-surface" peut être écrit selon :

$$\alpha_i = f_1\alpha_{i,sw1} + (1 - f_1)\alpha_{i,sw2} \quad (88)$$

où pour une sous-surface i , $\alpha_{i,sw1}$ est l'albédo pour le spectre solaire visible et $\alpha_{i,sw2}$ est l'albédo pour le spectre solaire proche infra-rouge.

2.1.3 Calcul d'albédo sur différent type de sous-surface dans LMDZ

Surface océanique

Sur les surfaces océaniques, sans glace de mer, l'albédo est calculé utilisant les sous-programmes `alboc` ou `alboc_cd`⁴. Les albédos pour les deux intervalles solaires sont identiques.

Surface glace de mer

Sur les fractions de glace de mer, dans le cas d'une simulation en mode couplé avec un modèle océanique, l'albédo est reçu de l'océan via le coupleur. Dans le cas d'une simulation en mode forcé ou avec un modèle "slab océan", l'albédo sur la neige est d'abord calculée utilisant le sous-programme `albsno`. Ensuite, l'albédo sur la glace est calculée selon :

$$\alpha_{seaice} = f_{snow} * \alpha_{snow} + (1 - f_{snow}) * \alpha_{ice}$$

où f_{snow} ⁵ est la fraction horizontale de la neige : $f_{snow} = \frac{snow}{snow+10}$, $0 \leq f_{snow} \leq 1$ avec $\alpha_{ice} = 0.6$.

L'albédo pour les deux intervalles solaires est identique pour le cas couplé autant que forcé.

Surface terre

Albédo est donné par le modèle de surface continentale ORCHIDEE, dans une simulation utilisant `celci`. ORCHIDEE calcule albédo pour les 2 intervalles de la radiation solaire, visible et proche infra-rouge.

Dans une simulation utilisant "le modèle de seuil de terre"⁶ dans LMDZ, sans ORCHIDEE, l'albédo est lu dans d'un fichier de climatologie "limit.nc". La contribution d'albédo d'une éventuelle couverture de neige est ajoutée selon une méthode similaire à celle utilisée pour

⁴`alboc` pour *albedo de l'océan* et le suffixe `_cd` pour *cycle diurnale*. Les 2 sous-programmes se trouvent dans le fichier `albedo.F`.

⁵la variable `zfra` dans LMDZ

⁶land bucket model

la glace de mer. L'albédo de la couverture de neige est calculé avec le sous-programme `albsno`. L'albédo total est calculé par :

$$\alpha_{land} = f_{snow} * \alpha_{snow} + (1 - f_{snow}) * \alpha_{clim}$$

où f_{snow} est calculé comme pour la glace de mer, α_{clim} est l'albédo lu dans le fichier. L'albédo pour les deux intervalles solaires est identique.

Surface glace continentale

L'albédo sur la glace continentale est donné la valeur 0.77 partout dans les deux intervalles.

2.2 Radiation ondes longues

$\Psi_i = \epsilon_i F_{i\downarrow} - \epsilon_i \sigma \Gamma_i^4$ est le flux total de la radiation ondes longues avec Γ_i le temperature sur la sous-surface i , ϵ_i émissivité et $F_{i\downarrow}$ le flux vers le bas.

Une linéarisation est fait autour de la température moyenne pour une maille :

$$\Psi_i = \epsilon_i F_{i\downarrow} - \epsilon_i \sigma \Gamma_i^4 \Rightarrow \text{expansion Taylor } 1^{ere} \text{ ordre} \Rightarrow \quad (89)$$

$$\Psi_i(\Gamma_i) \approx \bar{\Psi} + \frac{\partial \Psi}{\partial \Gamma_{\bar{\Gamma}}} (\Gamma_i - \bar{\Gamma}) \quad (90)$$

$$\frac{\partial \Psi}{\partial \Gamma_{\bar{\Gamma}}} = -4\epsilon_i \sigma \bar{\Gamma}^3 \quad (91)$$

$$\Psi_i(\Gamma_i) \approx \bar{\Psi} + 4\epsilon_i \sigma \bar{\Gamma}^3 (\bar{\Gamma} - \Gamma_i) \quad (92)$$

où i est l'index de sous-surface, $i = 1, ..4$.

Pour préserver l'énergie, il faut $\sum_i \omega_i = 1$ et :

$$\sum_i \omega_i \Psi_i = \bar{\Psi} \quad (93)$$

Utilisant Eq. 92 et Eq. 93 donne :

$$\sum_i \omega_i (\bar{\Psi} + 4\epsilon_i \sigma \bar{\Gamma}^3 (\bar{\Gamma} - \Gamma_i)) = \bar{\Psi} \quad (94)$$

$$\bar{\Psi} \sum_i \omega_i + 4\sigma \bar{\Gamma}^4 \sum_i \omega_i \epsilon_i - 4\sigma \bar{\Gamma}^3 \sum_i \omega_i \epsilon_i \Gamma_i = \bar{\Psi} \quad (95)$$

$$\bar{\Gamma} \sum_i \omega_i \epsilon_i = \sum_i \omega_i \epsilon_i \Gamma_i \quad (96)$$

$$\bar{\Gamma} = \frac{\sum_i \omega_i \epsilon_i \Gamma_i}{\bar{\epsilon}} \quad (97)$$

où $\bar{\epsilon} = \sum_i \omega_i \epsilon_i$ est l'émissivité moyenne.

Avec l'approximation $\epsilon_i = 1$ pour tout les sous-surface i , ce qui est fait dans le code, Eq. 97 est simplifié à :

$$\bar{\Gamma} = \sum_i \omega_i \Gamma_i \quad (98)$$

Dans les sources $\bar{\Gamma}$ est ztsol, $\bar{\Psi}$ est sollw_m et Ψ_i est sollw.

3 Rugosité dans les sources LMDZ4

3.1 Rugosité à la surface

La rugosité, $z0$, à la surface est calculé pour chaque type de sous-surface, tout les pas de temps.

Océan

La rugosité sur l’océan est calculé dans `surf_ocean` avec le vent au premier niveau du modèle, u_1 et v_1 .

$$z0 = \max(1.5e^{-5}, \frac{0.018 * C_D}{g} * (u_1^2 + v_1^2) + \frac{0.11 * 14e^{-6}}{\sqrt{C_D * \max(0.01, u_1^2 + v_1^2)}}) \quad (99)$$

où g est l’accélération de la gravité et C_D ⁷ est la coefficient de drag de momentum.

Glace de mer

La rugosité sur la glace de mer n’évolue pas dans le temps. Elle est calculé dans `surf_seaice` avec la rugosité de la relief :

$$z0 = \sqrt{0.002^2 + rugoro^2}$$

Terre

Avec le modèle de surface continentale ORCHIDEE, une première valeur de $z0$ est donnée dans `surf_land`. Dans le cas d’une simulation avec le modèle de seau de terre, dans `surf_land_bucket`, une première valeur de $z0$ est lu dans un fichier. Ensuite, dans les deux cas, la valeur finale est calculé avec le rugosité de la relief :

$$z0_{tmp} = \begin{cases} \text{retour d'ORCHIDEE} \\ \text{lu de limit.nc} \end{cases}$$
$$z0 = \max(1.5e^{-5}, \sqrt{z0_{tmp}^2 + rugoro^2})$$

Glace continentale

La rugosité de la surface glace continentale n’évolue pas dans le temps. Elle est toujours donnée les mêmes valeurs que la rugosité lie à la relief, dans `surf_landice` :

$$z0 = \max(1.0e^{-3}, rugoro)$$

3.2 Rugosité liée au relief

La rugosité liée au relief, $rugoro$, est mise à zero.

Avant l’inclusion de la nouvelle physique dans LMDZ, la rugosité de la relief est lu et écrit dans le fichier de redémarrage `[re]startphy.nc`. Dans le cas de `ok_orodr`, cette rugosité est calculée dans le sous-programme `physiq` avec les variables de démarrages `zstd` et `zsig`. Sans `ok_orodr` aucun evolution est fait sur la variable reçu du fichier de démarrage.

⁷La variable `cdragm` dans `surf_ocean`