



HAL
open science

MODELISATION DES NUAGES STRATIFORMES BAS ET INTERACTION AVEC LE BILAN RADIATIF

Y. Fouquart, C. Fravallo, K. Laval, R. Rosset

► **To cite this version:**

Y. Fouquart, C. Fravallo, K. Laval, R. Rosset. MODELISATION DES NUAGES STRATIFORMES BAS ET INTERACTION AVEC LE BILAN RADIATIF. Journal de Physique Colloques, 1980, 41 (C3), pp.C3-305-C3-309. 10.1051/jphyscol:1980375 . jpa-00219894

HAL Id: jpa-00219894

<https://hal.science/jpa-00219894v1>

Submitted on 4 Feb 2008

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

MODELISATION DES NUAGES STRATIFORMES BAS ET INTERACTION AVEC LE BILAN RADIATIF

Y. Fouquart, C. Fravallo, K. Laval et R. Rosset

L.O.A., Lille, L.P.A.R., Brest, L.M.D., Paris, L.A.M.P. Aubière.

Résumé — La répartition spatiale et temporelle de l'énergie radiative constitue le moteur de la circulation atmosphérique ; or la couverture nuageuse a une influence prédominante sur la distribution tridimensionnelle des flux radiatifs dans l'atmosphère. Il est donc légitime de penser que la sensibilité du climat à des changements dans les paramètres externes serait influencée de façon significative par les interactions entre la couverture nuageuse et le champ de rayonnement. La question de l'amplitude de cette influence à l'échelle planétaire reste cependant posée dans la mesure où les nuages ont deux effets qui se compensent plus ou moins : réflexion de l'énergie solaire vers l'espace et effet de serre dans le domaine infrarouge. La première partie de cet exposé est consacrée à une revue critique de la sensibilité du climat à la couverture nuageuse. Dans une deuxième partie le problème est envisagé du point de vue de la modélisation du climat. En particulier on discute la manière dont les interactions entre nébulosité, bilan radiatif et dynamique de l'atmosphère peuvent être prises en compte dans les modèles de circulation générale. La troisième partie présente des résultats expérimentaux et théoriques concernant la modélisation des nuages stratiformes bas.

Abstract — The cloud cover has a major influence upon the distribution of the available radiative energy in the atmosphere. Thus the climate sensibility to change in the external parameters could be significantly dependant upon the feedback mechanisms between clouds and radiation. Nevertheless clouds have two competitive effects : increase of the planetary albedo and increase of the greenhouse effect so that the amplitude of the resultant effect remains unknown. The first part of this paper is devoted to a critical review of the global climate sensitivity to cloud cover. The second part deals with cloud modelisation for use in General Circulation Models. In the third part both theoretical and experimental results concerning low stratiform clouds are presented.

1. Couverture nuageuse et t^e planétaire — La sensibilité du climat à la couverture nuageuse globale (A_C) peut s'exprimer par l'intermédiaire de la sensibilité du bilan radiatif

$$\delta = \frac{\partial B}{\partial A_C} = \frac{\partial Q_{abs}}{\partial A_C} - \frac{\partial F}{\partial A_C} \quad (1)$$

où Q_{abs} , l'énergie solaire absorbée dépend principalement de la réflectivité combinée de la surface et de l'atmosphère claire (α_s), de la réflectivité des nuages (α_c^i), du type de nuage (i) et de leur surface (A_i) ; F est le flux infrarouge réémis vers l'espace principalement fonction de la température $T(z)$ de l'atmosphère et de la surface (T_s), du profil d'humidité de la couverture nuageuse, du type et de l'altitude des nuages.

Les observations spatiales du bilan radiatif ont permis (Cess, 1976) d'estimer empiriquement $\frac{\partial F}{\partial A_C}$; en corrélant les moyennes zonales observées de F, T_s et A_C , on obtient $\frac{\partial F}{\partial A_C} = -9/Wm^{-2}$ (pour 100 % de A_C). En estimant $\alpha_s = 0,18$, $A_C = 0,51$, $F = 233 Wm^{-2}$ l'hypothèse de l'équilibre radiatif conduit à $\alpha_c = 0,44$ et $\delta = 2,6 Wm^{-2}$ ce qui signifie que globalement effet de serre et effets sur l'albédo se compensent, le climat actuel étant globalement insensible à la couverture nuageuse.

Des résultats fort différents sont obtenus si l'on utilise une modélisation unidimensionnelle dans laquelle F et $\frac{\partial F}{\partial A_C}$ sont calculés pour un modèle moyen d'atmosphère, l'altitude du sommet des nuages étant fixé à 5,5 km, Schneider (1972) obtient

$\frac{\partial F}{\partial A_C} = -75 Wm^{-2}$ et $\delta = -58 Wm^{-2}$, mais la sensibilité de ce type de calcul est telle qu'avec les paramètres (A_C, α_s, α_c) utilisés par Cess ($z_C = 6,5 km$), on obtient sensiblement $\delta = 0$.

Ces différences ont plusieurs causes. En premier lieu, les mesures spatiales du bilan radiatif utilisées par Cess sont assez fortement entachées d'erreurs systématiques dues à un mauvais échantillonnage temporel ; en outre, les moyennes climatiques en particulier celles concernant la couverture nuageuse restent fort incertaines ; du fait de l'insuffisance du réseau d'observation en particulier au dessus des océans et dans l'hémisphère sud, il n'existe pas à l'heure actuelle de climatologie fiable de la couverture nuageuse. Par ailleurs, ces résultats dépendent très fortement de l'albédo par temps clair encore assez mal connu. Enfin, l'approximation empirique de Cess recouvre tout un ensemble de phénomènes physiques différents. Si on assimile les nuages à des corps noirs, la sensibilité du flux IR à la couverture nuageuse s'écrit en effet

$$\frac{\partial F}{\partial A_C} = \sigma [T_s^4 (1 - \epsilon(0, \infty)) - T_C^4 (1 - \epsilon(z_C, \infty)) - \int_0^{z_C} T^4(z) \frac{\partial \epsilon}{\partial z}(z, \infty) dz] \quad (2)$$

où T_C est la température à l'altitude z_C du sommet des nuages et $\epsilon(z, z')$ représente l'émissivité de l'atmosphère entre les altitude z et z' . Celle-ci dépend principalement du profil de la concentration en vapeur d'eau $h(z)$. Il apparaît donc nettement

que $\frac{\partial F}{\partial A_C}$ dépend à la fois de $h(z)$, et de l'altitude des nuages. Ramanathan (1977) a montré que $\frac{\partial F}{\partial A_C}$ était fortement corrélé à la différence $T_S - T_C$ entre les t° de la surface et du sommet des nuages.

$$\frac{\partial F}{\partial A_C} \approx -1.65 (T_S - T_C) \quad (3)$$

En utilisant les données climatiques de London (1957) pour l'été et l'hiver dans l'hémisphère Nord nous avons étudié la variation de δ en fonction du type de nuage, de la latitude et de la saison. Malgré un désaccord assez important avec les mesures d'albédo et de flux de Ellis et Von der Haar (1970) et principalement du à l'inadéquation des données climatiques utilisées, deux éléments apparaissent :

La relation empirique (3) trouvée par Ramanathan correspond essentiellement à l'influence des nuages hauts dont l'émissivité est fort mal connue, mais, très certainement inférieure à 1 ; on la fixe en général à 0,5 ; dans ce cas, nous obtenons des résultats sensiblement différents

$$\begin{aligned} \frac{\partial F}{\partial A_C} &= -1,23 (T_S - T_C) \quad \text{nuages bas et moyens} \\ &= -0,81 (T_S - T_C) \quad \text{nuages hauts } (\epsilon = 0,5) \\ &= -1,65 (T_S - T_C) \quad \text{nuages hauts } (\epsilon = 1) \end{aligned}$$

Les nuages hauts sont faiblement réfléchissants (environ 20 %). de plus, $T_S - T_C$ est généralement grand ils ont donc un effet de serre important et δ est positif ($\delta_H \approx 19 \text{ Wm}^{-2}$), les nuages moyens et bas sont à la fois plus chauds et plus réfléchissants, δ est donc négatif ($\delta_m \approx -49 \text{ Wm}^{-2}$ et $\delta_b \approx -134 \text{ Wm}^{-2}$). Sensiblement d'après London, il y aurait environ 30% de nuages hauts et 20% de nuages moyens, dans ce cas nous obtenons en moyenne annuelle pour l'hémisphère nord $\delta \approx -72 \text{ Wm}^{-2}$.

Si l'on compare les résultats obtenus au moyen de modèles radiatifs aux résultats empiriques, il semble qu'une partie au moins des désaccords soient imputables à des effets de feedback liés à l'altitude et au type de nuages considérés. En fait, une augmentation de la nébulosité semble s'accompagner d'une augmentation de l'altitude des nuages ce qui accentue l'effet de serre et compenserait l'augmentation d'albédo ; mais, il reste que les données utilisées, principalement les données climatiques sont trop peu précises, compte-tenu de la sensibilité des modèles, pour déterminer l'amplitude de la sensibilité du climat actuel à la couverture nuageuse. En tout état de cause, si l'on veut étudier l'impact de forcings pouvant provoquer une évolution majeure du climat, ce genre d'étude est alors inadéquat et il est indispensable de prendre en compte explicitement les nébulo-

sités dans la modélisation.

2. La modélisation des nuages dans un GCM-

A partir de la connaissance de la température, de la vitesse du vent, de la pression et de la quantité de vapeur d'eau, moyennés sur une maille d'un modèle, il s'agit de définir les caractéristiques des nuages existant dans la maille, telles que surface nuageuse, niveaux de base et du sommet et propriétés radiatives.

La principale difficulté du problème réside dans la différence d'échelle spatiale entre les nuages et les dimensions de la maille du modèle (quelques centaines de km pour une épaisseur de l'ordre du km).

Dans un premier temps, les GCM ont cherché à restituer de façon réaliste l'échauffement lié à la condensation. Notons que cet échauffement considéré globalement pour une colonne d'atmosphère présente des variations zonales beaucoup plus fortes que les échauffements (refroidissements) liés aux échanges radiatifs.

D'une manière générale, les phénomènes de condensation sont liés à la sursaturation en vapeur d'eau dans une maille du modèle. Les paramétrisations développées pour prendre en compte les phénomènes de condensation à grande échelle ($q(T) > q_S(T)$, pour un profil de température stable) ou à la convection ($q(T) < q_S(T)$ pour un profil instable) ou encore à la convergence d'humidité ont donné des résultats satisfaisants quant à la distribution des précipitations en fonction de la latitude. Toutefois dans la première génération des GCM cette définition des nuages n'était pas prise en compte pour calculer le bilan radiatif. Au contraire, du fait de la grande sensibilité du bilan radiatif à la nébulosité, il était calculé à l'aide de données climatiques. De manière à prendre en compte les interactions entre nébulosité et climat, on cherche maintenant à introduire dans le calcul du bilan radiatif les nuages définis par les paramétrisations du modèle. On définira alors les propriétés radiatives du nuage suivant le processus de condensation qu'il fait intervenir et la hauteur à laquelle il prend naissance. Ces paramétrisations ont cependant un défaut majeur: elles ignorent les nuages fins qui ne provoquent pas de sursaturation globale dans une maille du modèle, en prennent peu de précipitations mais du fait de leur extension horizontale et de leur durée de vie élevée modifient considérablement le bilan radiatif.

3. Etude des nuages stratiformes bas - C'est dans ce cadre que se situe le programme français d'étude des nuages stratiformes bas. Il faut tout d'abord remarquer que ces nuages dépendent d'une manière très complexe de la stratification plus ou moins stable de l'atmosphère, de l'humidité relative, des mouvements à grande échelle mais aussi de processus à petite échelle (turbulence) non résolue par les GCM. La démarche adoptée est donc double, à la fois théorique et expérimentale nécessitant un programme observationnel tant à l'échelle globale (relations entre nébulosité basse et champs à grande échelle) que locale et la mise au point d'un modèle détaillé de formation et de dissipation des nuages étendus avec trois objectifs :

- améliorer la compréhension des phénomènes physiques correspondants
- servir de cadre au programme observationnel
- aider à la mise au point de relations paramétriques simples à utiliser dans les GCM.

3.1. modélisation de la nébulosité basse -

Tous les modèles de nuages stratiformes du type Lilly (1968) ont souligné le rôle essentiel joué par les flux radiatifs visible et surtout infrarouge. Paradoxalement, ces mêmes modèles souffrent de deux simplifications majeures relatives à ces flux. Il s'agit d'abord d'une paramétrisation simpliste qui ne tient pas compte des caractéristiques du nuage. Les récents travaux de Stephens (1976,1978) ont montré l'importance de la teneur en eau liquide bien sûr, mais aussi de sa répartition verticale dans le nuage, de la distribution spectrale des gouttelettes, de la teneur en vapeur d'eau et de la température du nuage. En second lieu, excepté dans l'article de Deardorff (1976), l'épaisseur de la zone de forte divergence positive du flux infrarouge est supposée nulle et placée au niveau de l'inversion : les flux radiatifs n'apparaissent alors que sous forme d'une discontinuité au sommet du nuage. Les conclusions de Kahn et Businger (1979), aussi bien que les observations expérimentales de Paltridge (1971,1974) démontrent que cette simplification est irréaliste : le refroidissement radiatif affecte une épaisseur de nuage de l'ordre de 100 m.

La seule alternative aux deux problèmes évoqués ci-dessus, consiste alors à paramétriser les flux radiatifs dans toute la couche de mélange en fonction des caractéristiques du nuage. C'est la démarche que nous avons adoptée et dont nous présentons ici quelques résultats.

Cette paramétrisation nous amène à abandonner

l'hypothèse de linéarité des flux turbulents de l'énergie statique humide et de l'énergie statique virtuelle dans le nuage. Les profils verticaux de ces flux sont étroitement corrélés aux flux radiatifs : ils deviennent nécessairement non linéaires dans le nuage (Fouquart et al., 1978). Dans la partie sommitale de celui-ci, la forte divergence négative des flux turbulents permet au flux d'énergie statique virtuelle d'atteindre des valeurs faiblement négatives et de garder ainsi l'inversion son caractère de zone de conversion de l'énergie cinétique turbulente (ECT). La linéarisation des profils verticaux des flux turbulents adoptée jusqu'ici dans ce type de modèle, conduit à supprimer cette zone de conversion par l'obtention de valeurs positives du flux d'énergie statique virtuelle. Par ailleurs, la vitesse d'entraînement a été calculée à partir de l'hypothèse d'un taux constant de dissipation de l'ECT. L'entraînement est donc directement lié à la production d'ECT générée par la divergence des flux radiatifs (Zone hachurée). La linéarisation des flux turbulents peut conduire à une surévaluation de 35 % pour la production d'ECT et de 30 % pour la vitesse d'entraînement.

Les tests de sensibilité ont permis de mettre en évidence l'étroit couplage entre la dynamique et la teneur en eau liquide du nuage liée au coefficient de diabatisation dont l'influence sur le profil vertical du flux turbulent de l'énergie statique virtuelle est déterminante. L'augmentation de la teneur en eau liquide s'accompagne d'un accroissement de l'ECT et de la vitesse d'entraînement, suivie d'une stabilisation lorsqu'elle continue de croître. D'autres tests de sensibilité ont montré le rôle secondaire mais non négligeable du spectre granulométrique. De la même façon, nous avons pu mettre en évidence le rapport du rayonnement solaire par rapport au rayonnement infrarouge.

Si la discussion ci-dessus et les tests de sensibilité ont montré l'intérêt de notre démarche théorique, celle-ci doit être complétée par des observations expérimentales permettant de déterminer les termes critiques de la paramétrisation des flux radiatifs que sont le coefficient de diabatisation et le spectre dimensionnel des gouttelettes nuageuses. Les dépouillements actuellement en cours des expériences NEPHOS (1977) et MOUSSAFRICA (1977) doivent permettre d'accéder à ces facteurs.

3.2. programme observationnel -

La partie expérimentale de ce programme consiste à mesurer in situ les paramètres physiques d'entrée

et de sortie du modèle ci-dessus de façon à en permettre la vérification et l'ajustement.

Une première campagne de ce type (Nephos 77) a eu lieu en septembre 1977 au dessus de la Manche avec le soutien de la DRET et du CNRS. Deux avions étaient disponibles : l'Aerocommandeur de l'INAG et le DC7 du CEV de Bretigny.

La situation météorologique étant assez défavorable, nous ne disposons que d'un nombre d'observations assez limité sur des stratocumulus fortement instables.

L'analyse des paramètres météorologiques à grande échelle portant sur une période d'observation trop courte ne permet évidemment pas d'obtenir de résultats statistiquement significatifs. On peut cependant noter que la période plus favorable rencontrée du 17 au 22 septembre (présence de StCu principalement côtiers) s'est accompagnée d'un accroissement assez notable de l'humidité relative dans la couche 800-1000 mb qui passe d'une fourchette 50-60 % à une fourchette 60-70 %. Par ailleurs, durant toute cette période la subsidence générale était fortement marquée (entre 0,4 et 0,8 cm s⁻¹).

Les mesures radiatives (flux de courtes et grandes longueurs d'ondes, radiance infrarouge dans la fenêtre 10-12 μ) mettent en évidence la très forte inhomogénéité des nuages rencontrés ; c'est ainsi que sur une vingtaine de paliers de 5 mn environ, on observe des reflectivités variant de 0,60 à 0,85 avec des variances de 0,04 à 0,20, les plus faibles variances étant associées aux plus fortes reflectivités qui furent observées le 20 septembre vers 13 h TU. La variation temporelle de ces nuages était très forte et les mesures effectuées le même jour en fin d'après-midi font apparaître des variances très fortes.

D'autres mesures ont été effectuées sur des StCu au cours d'expériences telles que Moussafrica 77 ou Thermocline 77. Il est à remarquer que les nuages africains étaient optiquement beaucoup plus minces, avec des reflectivités variant de 0,30 à 0,60, leur émissivité globale dans l'infrarouge était voisine de 0,80. Par ailleurs, le spectre dimensionnel de ces nuages correspondait à un rayon efficace voisin de 5 μ contre 3 μ dans le cas de Nephos. Les profils obtenus lors des traversées des couches nuageuses mettent en évidence quatre points importants :

- le contenu en eau liquide augmente avec l'altitude dans le nuage
- la divergence des flux radiatifs intéresse une grosse partie de la couche nuageuse (toute la couche dans le cas des nuages africains)

- l'inversion de température au sommet du nuage est beaucoup plus faible pour les nuages minces observés en Afrique (environ 2° contre 5° pour les cas des StCu européens).

- Il existe entre les flux de courte longueur d'onde et les radiances infrarouges une forte corrélation qui permet indirectement de vérifier que l'émissivité infrarouge de ce type de nuage ne dépend que faiblement du spectre dimensionnel. En bon accord avec Platt (1976) nous obtenons

$$\epsilon \approx 1 - \exp(-800 W)$$

où W représente le contenu total en eau liquide du nuage.

4. Conclusion — Les nuages réagissent de façon significative sur le bilan radiatif de l'atmosphère ; il n'est cependant pas actuellement possible de déterminer globalement l'amplitude de l'effet résultant sur le climat de la planète. Compte-tenu de leur échelle verticale, les nuages stratiformes constituent la principale difficulté dans la modélisation des nuages pour la simulation de la circulation générale. Le programme entrepris visant à déterminer les conditions de développement et dissipation des nuages stratiformes bas a permis la réalisation d'une modélisation assez complète des StCu ; le principal objectif concerne maintenant la vérification expérimentale de ce modèle. Les mesures acquises lors de Nephos 77 doivent permettre cette vérification mais pour permettre l'ajustement du modèle, il est cependant nécessaire d'envisager une deuxième campagne.

References

- [1] DEARDORFF, J.W., on the entrainment rate of a stratocumulus-topped mixed layer, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 102, 563-582.
- [2] CESS, R.D., 1976, *J. Atmos. Science*, 33, 1831-1843.
- [3] ELLIS, J. and T.H. Von der Haar, 1976, *Atmos. Sci. Pap.* 240, Colorado State University.
- [4] FOUQUART, Y., MORCRETTE, J.J., FRAVALO, C., ROSSET, R., 1978, Computations of radiative fluxes in clouds. Application to cloud modeling, Third Conf. on Atmos. Radiation, A.M.S. Davis, California, June 28-30.
- [5] KAHN, P.H., BUSINGER, J.A., 1978, The effect of radiative flux divergence on entrainment of a saturated convective boundary, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 105, 303-306.
- [6] LILLY, D.K., 1968, Models of cloud-topped mixed layers under a strong inversion, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 94, 292-309.
- [7] LONDON, J., 1957, Contract AF 19 (122) - 165, College of Engineering, New York University.
- [8] PALTRIDGE, G.W., 1971, Solar and thermal radiation flux measurements over the east coast of Australia, *G. Geoph. Res.* 76, 12, 2857-2865.
- [9] PALTRIDGE, G.W., 1974, Infrared emissivity, short-wave albedo and the microphysics of stratiform water clouds, *J. Geoph. Res.* 79, 27, 4053-4058.
- [10] PLATT, C.M.R., 1976, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 102, 553-562.
- [11] RAMANATHAN, V., 1977, *J. Atmos. Sci.*, 34, 1885, 1897.
- [12] SCHNEIDER, S.H., 1972, *J. Atmos. Sci.*, 29, 1413, 1422.
- [13] STEPHENS, G.L., 1976, The transfer of radiation through vertically non uniform stratocumulus water clouds, *Beiträge Zur Physik der Atmosphäre*, 49, 237-253.
- [14] STEPHENS, G.L., 1978, Radiation profile in extended water clouds. I: Theory, *J. Atmos. Sci.* 35, 2111-2122.